J. Alveirinho Dias
A ANÁLISE SEDIMENTAR
E O CONHECIMENTO
DOS SISTEMAS
MARINHOS
Reservados todos os direitos de publicação total ou parcial
Universidade do Algarve
Faro
2004

Nota do Autor

O texto que agora se disponibiliza sob forma de *e-book*, cuja transferência pode ser efectuada gratuitamente através da *internet*, não corresponde, ainda, a um texto acabado. Considera-se, no entanto, que esta divulgação, de alguma forma precoce, se justifica plenamente perante a necessidade da existência de textos de apoio, redigidos em português, e direccionados para os alunos da Licenciatura em Oceanografia da Universidade do Algarve, e para outros estudantes sensibilizados para temática do Mar nos seus diversificados aspectos.

No sentido de "aligeirar" a transferência pela internet, a definição das figuras foi reduzida. Em princípio, tal não prejudica a legibilidade nos monitores normais dos computadores. Porém, a versão impressa ressente-se, seguramente, dessa baixa definição.

Por forma a melhorar e tornar mais eficaz o texto definitivo, o autor solicita a todos os que tiverem acesso a esta versão que lhe enviem correcções e sugestões.

JAD

ÍNDICE

Nota do Autor I

Índice II

I. INTRODUÇÃO 1

II. ANÁLISE TEXTURAL 2
II.1. Generalidades 2
II.2. Divergências e Convergências Terminológicas 2
II.3. Classes Texturais 4
II.4. Classificações Ternárias (e Quaternárias) 5
II.4.1. Classificação de Folk 5
II.4.2. Classificação de Shepard 6
II.4.3. Classificação de Nickless 7
II.4.4. Classificação de Gorsline 7
II.4.5. Classificação de Reineck e Siefert (1980) 8
II.4.6. Classificação de Pejrup (1988) 8
II.4.7. Classificação de Flemming (2000) 9

III. ANÁLISE GRANULOMÉTRICA ....
III.1. Introdução ....
III.1.1. Generalidades ....
III.1.2. Escalas Granulométricas ....
III.1.3. A Escala f (fi) ....

III.2. Métodos Granulométricos ....
III.2.1. Sedimentos Muito Grosseiros ....
III.2.2. Granulometria de Sedimentos Grosseiros ....
III.2.2.1. Método da Peneiração ....
III.2.2.2. Método da Sedimentação ....
a) Introdução ....
b) Fundamentos Teóricos da Sedimentação ....
c) Conceito de Diâmetro Equivalente ....
d) Velocidade Terminal e Início do Movimento ....
e) Sedimentómetros de Areias do tipo Gibbs ....
Tubo de Sedimentação ....
Sistema de Medição e Amplificação ....
Sistema de Registo ....
Funcionamento ....
III.2.3. Granulometria de Finos ....
III.2.3.1. Problemática da Granulometria de Finos ....
III.2.3.2. Análise por Levigação ....
III.2.3.3. Análise Descontínua por Sedimentação (ou Método da Pipetagem) ....
III.2.3.4. Método da Pipetagem ....
A) Pré-Preparação da Amostra ....
B) Dispersão da Amostra ....
C) Pipetagem ....
III.2.3.5. Análise Contínua por Sedimentação ....
Balanças de Sedimentação ....
Vasos Comunicantes ....
Densímetros ....
Foto-Eléctricos ....

III.3. A Curva Granulométrica
III.3.1. Representações Gráficas
III.3.1.1. Histograma
III.3.1.2. Curva de Frequências
III.3.1.3. Curva Cumulativa com ordenada aritmética
III.3.1.4. Curva Cumulativa com ordenada de probabilidades
III.3.2. Medidas Descritivas
III.3.2.1. Os Parâmetros Granulométricos
A) Os Parâmetros de Inman
B) Os Parâmetros de Folk & Ward
C) Os Momentos Estatísticos
D) As Modas
E) Populações granulométricas
E.1. - Análise da curva cumulativa
E.2. - Análise da curva de distribuição
F) Comparação Análise Modal - Populacional
III.4. Análise de Dados Granulométricos
III.4.1. Introdução
III.4.2. Análise da Forma das Curvas Granulométricas
III.4.2.1. Agrupamento por "Famílias"
III.4.2.2. Curvas Canónicas de Rivière
III.4.2.3. Curvas de Pearson
III.4.2.4. Diagramas Bi-variados entre Parâmetros
III.4.2.5. Análise Modal
III.4.2.6. Análise Populacional
IV. MORFOMETRIA
IV.1. Introdução
IV.2. Esfericidade
IV.3. Rolamento
IV.3.1. Índices de Rolamento
IV.3.2. A Escala de Powers
V. MORFOSCOPIA
V.1. Classificações
V.2. Principais Tipos de Grãos
V.2.1. Grãos NU ("Non-Usés") (Não Desgastados, angulosos)
V.2.2. Grãos EL ("Emoussés-Luisants") (Boleados Brilhantes)
V.2.3. Grãos RM (Ronds-Mats") (Arredondados Baços)
V.2.4. Outros Tipos de Grãos
V.3. Procedimentos para a Análise Morfoscópica
VI. ANÁLISE DA FRACÇÃO GROSSEIRA
VI.1. Introdução
VI.2. Procedimento
VI.2.1.1. III.7.2.2. Tratamento de Resultados
VI.3. Diagramas de Shepard
VI.4. Um Exemplo de Aplicação
VII. MINERAIS PESADOS
VII.1. Introdução
VII.2. Procedimentos
VII.3. Estabilidade Mineralógica
VII.4. Resultados

VIII. TIPOS DE PARTÍCULAS SEDIMENTARES ....

VIII.1. Introdução ....

VIII.2. Partículas Terrígenas ....
VIII.2.1. Processos de Fornecimento ....
VIII.2.1.1. Rios ....
VIII.2.1.2. Vento ....
VIII.2.1.3. Gelo ....
VIII.2.1.4. Vulcanismo ....
VIII.2.1.5. Movimentos de Massa ....
VIII.2.1.6. Erosão Costeira ....
VIII.2.2. Tipos principais de partículas ....
VIII.2.2.1. Grãos polimineralicos ....
VIII.2.2.2. Quartzo ....
VIII.2.2.3. Feldspatos ....
VIII.2.2.4. Micas ....
VIII.2.2.5. Minerais Pesados ....
VIII.2.2.6. Argilas ....
VIII.2.2.7. Piroclastos ....
VIII.2.3. Transferência para Domínio Profundo ....
VIII.2.4. As Argilas Pelágicas ....
VIII.2.5. As Partículas Vulcânicas ....
VIII.2.6. A Influência Antrópica ....

VIII.3. Partículas Biogénicas ....
VIII.3.1. Moluscos ....
VIII.3.2. Foraminíferos ....
VIII.3.3. Cocolitoforídeos ....
VIII.3.4. A Sedimentação Carbonatada ....
VIII.3.5. A Sedimentação Siliciosa ....
VIII.3.6. Oozes ....
VIII.3.7. A "Bomba Biológica" ....

VIII.4. Partículas Autigénicas ....
VIII.4.1. Glaucónia (Glauconite) ....
VIII.4.2. Fosforite ....
VIII.4.3. Nódulos de Manganês ....
VIII.4.4. Sedimentos metalíferos ....
VIII.4.5. Carbonatos ....
VIII.4.6. Evaporitos ....

VIII.5. Partículas Cosmogénicas ....

VIII.6. Taxas de acumulação ....

BIBLIOGRAFIA ....

A ANÁLISE SEDIMENTAR E O CONHECIMENTOS DOS SISTEMAS MARINHOS

(Uma Introdução à Oceanografia Geológica)

Versão Preliminar

J. Alveirinho Dias (2004)

I. INTRODUÇÃO

Como o nome indica, a "Sedimentologia" dedica-se ao estudo dos sedimentos. O termo "Sedimentologia" foi proposto em 1932 por H.A. Wadell. Alguns autores, como Friedman & Sanders (1978), definem "Sedimentologia" como "a geologia dos depósitos sedimentares". Esta definição é bastante abrangente pois que remete, em grande parte, para a definição de "Geologia", isto é, o estudo da Terra, abrangendo, consequentemente, no que aos sedimentos respeita, todas as fases, desde a produção das partículas sedimentares até à fase final de litificação, passando pelo transporte, pela deposição temporária, pelos episódios de remobilização, pela acumulação, pela diagénese, etc. No entanto, a definição aludida é muito limitativa porquanto se confina o estudo aos depósitos sedimentares, abstraindo dos sedimentos ainda não depositados, como, por exemplo, os sedimentos em suspensão. A melhor definição e a mais simples continua a ser a originalmente proposta por Wadell (1932): a "Sedimentologia" é o estudo científico dos sedimentos.

Alguns autores são de opinião de que, provavelmente o mais acertado é reservar o termo "Sedimentologia" para o estudo das propriedades dos sedimentos em si (textura, dimensão e forma das partículas, etc.), e designar tudo o que tem a ver com os processos (nomeadamente remobilização, transporte e deposição das partículas) por "Dinâmica Sedimentar".

Convém, todavia, ressaltar que o termo "Sedimento" carece de definição precisa. Como foi reconhecido por McManus (1975), este termo é frequentemente aplicado com dupla significação, isto é, tanto pode designar o "material depositado" como o "depósito de material". Além disso, o termo é frequentemente aplicado, também, para designar populações de partículas que nem estão depositadas, nem constituem depósitos: é o caso, por exemplo, dos "sedimentos em suspensão", dos "sedimentos transportados eólicamente", dos "sedimentos transportados por correntes turbidíticas", dos "sedimentos remobilizados", etc.

Consequentemente, "Sedimento" é um termo abrangente e mal definido, tendo simultaneamente as vantagens e inconvenientes inerentes a essas abrangência e imprecisão. Talvez a melhor definição de sedimento seja a que se refere apenas a um conjunto de partículas de alguma forma relacionadas entre si.

Pode dizer-se que a Sedimentologia surgiu nos primórdios da Humanidade, quando o Homem começou a escolher nas cascalheiras os elementos que melhor se adaptavam à sua mão para os utilizar como ferramentas. Daí até ao presente, sempre o Homem utilizou, embora a mais das vezes de forma intuitiva, a sedimentologia, quer para seleccionar materiais de construção, quer para viabilizar a exploração de outros recursos geológicos.

A maior parte dos materiais crustais surge à superfície da Terra sob forma magmática, onde arrefece e solidifica, formando rochas ígneas. Sujeitas a exposição subaérea ou submarina, essas rochas sofrem a actuação da água, da atmosfera e dos organismos vivos os quais, através de conjunto de processos bio-físico-químicos, por vezes complexos, provocam a fracturação e desagregação dos materiais, o que conduz à formação dos sedimentos que cobrem a grande maioria da superfície terrestre (emersa e submersa).

Para a maior parte dos sedimentos, o destino final é a acumulação na vertente e rampa continentais, onde são sujeitos a processos diagenéticos e onde, mais tarde ou mais cedo, passam à forma de rochas sedimentares consolidadas, embora na parte superficial existam, por via de regra, sedimentos ainda não consolidados. Efectivamente, a espessura média da cobertura sedimentar no conjunto vertente – rampa continental é da ordem de 9km, aí estando depositados quase 70% da totalidade dos sedimentos mundiais.

Tabela 1 - Distribuição e espessura médias dos sedimentos mundiais (segundo Kennett, 1982)

	% área	% sedimentos totais	Espessura média (km)
Áreas emersas	**29**	**8**	**0,3**
Plataformas continentais	**6**	**14**	**2,5**
Vertentes continentais	**4**	**38**	**9**
Rampas continentais	**4**	**28**	**8**
Fundos oceânicos	**56**	**12**	**0,2**

O desenvolvimento da sedimentologia foi, em muito, estimulado pela importância que a dedução das características ambientais em que se depositaram os sedimentos tem para várias áreas do conhecimento. Entre muitas, é de referir a paleontologia, em que o estudo dos sedimentos é essencial não só para a definição das zonas litoestratigráficas em que os fósseis ocorrem, mas também porque, através da análise sedimentar, é possível deduzir as características dos ambientes em que esses seres viveram e, com frequência, a forma como se movimentavam e que relações de interdependência tinham com outras espécies. Este potencial inerente ao estudos dos sedimentos foi bastante aproveitado na prospecção de hidrocarbonetos, no sentido em que se transformou num auxiliar precioso para a identificação de formações correspondentes a ambientes em que se pode ter gerado petróleo.

Os avanços assim conseguidos vieram revelar que, como frequentemente acontece em Ciência, as importâncias são recíprocas, isto é, que não só o estudo dos sedimentos é fundamental na determinação da paleoecologia dos fósseis, mas que estes são também auxiliar precioso na determinação dos ambientes deposicionais.

Foi, no entanto, com o desenvolvimento das Geociências Marinhas, designadamente da Oceanografia Geológica, que a Sedimentologia foi objecto de grandes progressos. Contribuíram, para tal, o carácter profundamente interdisciplinar da Oceanografia (envolvendo simultaneamente a Física, a Geologia, a Química, a Biologia), a grande quantidade e diversidade de sedimentos existentes no meio marinho, e a dificuldade em ter acesso directo aos fundos oceânicos.

Modernamente, verifica-se a tendência para encarar os sedimentos como índices globais, isto é, cujo estudo pode permitir deduzir características de ambientes diversificados, desde aqueles em que as partículas sedimentares foram produzidas, até aos de deposição, passando pelos das diferentes fases de transporte e/ou remobilização. Simultaneamente, existe a percepção de que os resultados obtidos através da sedimentologia devem ser aferidos com os provenientes da aplicação de outros métodos, designadamente conectados com a biologia, com a química, e com a geofísica. Grande parte das técnicas utilizadas no estudo dos sedimentos são diferentes consoante estes estão consolidados ou não consolidados. A oceanografia geológica tem em atenção, principalmente os sedimentos não consolidados, pelo que os métodos e técnicas que a seguir se descrevem são as que, geralmente, se utilizam neste tipo de sedimentos.

II. ANÁLISE TEXTURAL

II.1. Generalidades

Determinadas propriedades físicas dos sedimentos são fundamentais para estudar os depósitos sedimentares e a dinâmica sedimentar que os originou. Alguns dos parâmetros determinantes são a densidade, o tamanho, a forma e a rugosidade da superfície das partículas, bem como a granulometria dos sedimentos.

No entanto, a propriedade mais ressaltante dos sedimentos é, provavelmente, a dimensão das partículas que os compõem. Neste aspecto, a primeira abordagem, e a mais simplista, é a quantificação por grandes classes dimensionais, ou seja, a “Análise Textural”. Essa análise, que até finais do século XIX era feita, principalmente, de forma intuitiva, começou, então, a ser efectuada com bases científicas.

Desde há muito tempo que o Homem começou a tentar proceder à classificação dos sedimentos com base nas classes texturais aí presentes. Aliás, as próprias populações efectuam, de forma intuitiva, classificações deste tipo, aplicando terminologias que, com frequência, acabaram por ser adoptadas pela comunidade científica. Termos como "Lodo", "Argila", "Areia", "Cascalho", “Seixo” e “Balastro” foram efectivamente importadas da linguagem comum.

II.2. Divergências e Convergências Terminológicas

As designações utilizadas para descrever os sedimentos são muitas e variadas, mesmo na comunidade científica. Desde o século XIX que foram propostas várias classificações dos sedimentos baseadas na dimensão das suas partículas constituintes. Entre as mais conhecidas podem referir-se as de Udden, de Wentworth, de Atterberg (que em 1927 foi adoptada pela Comissão Internacional de Ciência dos Solos) e a de Bourcart.

Um dos principais problemas relacionados com a classificação dos sedimentos é ausência de definições consensualmente aceites dos limites dimensométricos das classes texturais que os constituem. Desde há muito que existe a percepção, e nisto existe, desde sempre, unanimidade na comunidade científica, que as diferentes classes texturais devem ser caracterizadas por propriedades físicas relativamente distintas. É na definição dos limites dimensionais destas classes que não existe consenso.

Por exemplo, se existe, actualmente, uma quase unanimidade no que respeita ao limite dimensional inferior da classe textural "areia", que é de 63μ (mais precisamente, 62,5μ), já o mesmo se não verifica para o limite superior que, consoante os autores, pode ser 1mm, 2mm ou 4mm.

Tabela 2 - Limites dimensionais e designações da classificação de Wentworth

Classificação de Wentworth Português	Inglês	Escala fi	Escala mm	Classificação compósita Português	Inglês
Bloco	Boulder			Seixo	Cobble
		-9	512		
		-8	256		
Burgau	Cobble				
		-7	128		
		-6	64		
Seixo	Pebble				
		-5	32		
				Cascalho muito grosseiro	Very coarse gravel
		-4	16		
				Cascalho grosseiro	Coarse gravel
		-3	8		
				Cascalho médio	Medium gravel
		-2	4		
Cascalho	Granules			Cascalho fino	Fine gravel
		-1	2		
Areia muito grosseira	Very coarse sand			Areia muito grosseira	Very coarse sand
		0	1		
Areia Grosseira	Coarse sand			Areia Grosseira	Coarse sand
		1	0,500		
Areia média	Medium sand			Areia média	Medium sand
		2	0,250		
Areia fina	Fine sand			Areia fina	Fine sand
		3	0,125		
Areia muito fina	Very fine sand			Areia muito fina	Very fine sand
		4	0,0625		
Silte grosseiro	Coarse silt			Silte grosseiro	Coarse silt
		5	micra 31		
Silte médio	Medium silt			Silte médio	Medium silt
		6	15,6		
Silte fino	Fine silt			Silte fino	Fine silt
		7	7,8		
Silte muito fino	Very fine silt			Silte muito fino	Very fine silt
		8	3,9		
Argila grosseira	Coarse clay			Argila grosseira	Coarse clay
		9	2,0		
Argila média	Medium clay			Argila média	Medium clay
		10	0,98		
Argila fina	Fine clay			Argila fina	Fine clay
		11	0,49		
Argila muito fina	Very fine clay			Argila muito fina	Very fine clay
		12	0,24		
Coloide	Colloid			Coloide	Colloid
		13	0,12		

Quando se entra nas classes mais grosseiras verifica-se que não existe qualquer tipo de consenso, nem quanto aos limites dimensionais, nem sequer na terminologia. Em Portugal, nem sequer existe qualquer tipo de consenso nas traduções dos termos ingleses. Parte destes problemas advém dos diferentes objectivos subjacentes às classificações propostas, bem como das escolas tradicionais seguidas em diferentes países.

Todavia, e apesar de todas estas divergências, em oceanografia há muito que existe certa convergência nas definições dimensionais das principais classes texturais presentes nos sedimentos marinhos. Assim, designam-se normalmente por

- "cascalho - conjunto de partículas com dimensões superiores a 2mm
- areia - conjunto de partículas com dimensões entre 2mm e 63m
- silte - conjunto de partículas com dimensões entre 63m e 4m (ou 2m)
- argila - conjunto de partículas com dimensões inferiores a 4m (ou 2m)

II.3. Classes Texturais

Considera-se, em geral, que os sedimentos são fundamentalmente constituídos por 4 classes texturais com propriedades físicas relativamente distintas: cascalho, areia, silte e argila.

Apesar de existirem várias classes correspondentes a partículas com dimensões que vão de alguns milímetros a centímetros, ou mesmo mais (seixos, balastros, burgaus, blocos, etc.), em oceanografia geológica verifica-se a tendência para integrar todas estas classes numa única, sob a designação genérica de cascalho (o *gravel* dos oceanógrafos anglo-saxónicos). Efectivamente, nos sedimentos marinhos, apenas em casos muito específicos ocorrem frequências significativas de elementos de grandes dimensões, superiores a vários centímetros, pelo que integrar todas esses elementos numa única classe se revela simplificação que bastante facilita a análise.

Como se referiu, tenta-se que as classes texturais sejam caracterizadas por propriedades físicas relativamente distintas.

Por exemplo, no que se refere à coesão entre partículas, os elementos de cascalho não apresentam qualquer tipo de coesão. Já a areia, embora tenham ausência de coesão quando o sedimento está seco, as partículas aderem umas às outras (devido à tensão superficial do filme de água que as envolve) quando ficam no estado húmido. O silte e a argila apresentam coesão mesmo quando secos, sendo essa coesão bastante maior na última classe aludida.

Outra das propriedades que distingue as classes texturais é a porosidade, que é muito elevada nos cascalhos, média a pequena (dependendo da forma como as partículas se dispõem umas relativamente às outras no sedimento), muito pequena nos siltes e extremamente reduzida nas argilas (sendo bem conhecida a impermeabilidade conferida pelas formações argilosas).

Tabela 3 - Características das várias classes texturais

	cascalho	areia	Silte	Argila
Dimensões	superiores a 2mm;	entre 2mm e 63μ;	entre 63μ e 4μ (ou 2μ)	inferiores a 4μ (ou 2μ)
Elementos terrígenos	em geral, polimineralicos (fragmentos de rochas)	monominerálicos, (em geral, franco predomínio de quartzo)	monominerálicos variados	predominantemente formados por minerais das argilas
Elementos bioclásticos	pequena diversidade (conchas de moluscos, fragmentos coralinos, bioconcreções, etc.)	em geral nível de diversidade indirectamente proporcional à dimensão das fracções granulométricas da areia; (quando a influência continental é reduzida, pode ser constituída quase exclusivamente por bioclastos)	Microorganismos variados	Microorganismos variados
Coesão entre partículas	ausência de coesão entre partículas, mesmo quando molhados	ausência de coesão quando o sedimento está seco; quando húmido, as partículas aderem umas às outras devido à tensão superficial do filme de água que as envolve;	coesão mesmo a seco	elevada coesão, mesmo a seco
transporte	normalmente efectuado por rolamento (em casos especiais, como nas correntes de densidade podem ser transportados em suspensão)	por rolamento ou por saltação; quando a velocidade do fluxo é elevada, entram em saltação intermitente e, mesmo, em suspensão; verifica-se um gradiente nos tipos de transporte, sendo o transporte em suspensão frequente nas fracções granulométricas mais finas e mais raro nas grosseiras;	em suspensão (em princípio, ausência de transporte por rolamento)	em suspensão (ausência de transporte por rolamento e saltação)
porosidade	grande	média a pequena, dependendo do *fabric* (ou arranjo), isto é, da forma como as partículas se dispõem umas relativamente às outras;	muito pequena	extremamente reduzida; em geral existe impermeabilidade
Fenómenos de capilaridade	não propiciam, em geral, capilaridade significativa;	existem fenómenos de capilaridade;	intensos fenómenos de capilaridade	
plasticidade	Plasticidade nula	plasticidade nula	alguma plasticidade	elevada plasticidade
Fenómenos de adsorção	em geral nulos	geralmente nulos a pequenos	existência de fenómenos de adsorção	os fenómenos de adsorção e de absorção são frequentemente intensos

Também na plasticidade existem contrastes marcantes. Os cascalhos e as areias não têm qualquer plasticidade. Já os siltes apresentam alguma plasticidade, propriedade esta que é bastante elevada na classe das argilas (o que, aliás, permite que estas possam ser moldadas e transformadas em objectos utilitários e ornamentais).

Na tabela 3 apresenta-se uma síntese das propriedades de cada uma das classes texturais.

II.4. Classificações Ternárias (e Quaternárias)

As classificações simplistas baseadas na classe textural dominante não são, como é evidente, suficientemente precisas, pois que, em geral, num sedimento estão presentes várias classes, não obstante uma ser normalmente dominante. No entanto, permite, desde logo, extrair um conjunto valioso de ilações sobre a sua génese e as características da dinâmica sedimentar a que esteve sujeito.

Normalmente, a abordagem científica parte da constatação de que, por via de regra, estão presentes nos sedimentos as quatro classes texturais referidas: cascalho, areia, silte e argila.

Como se torna difícil representar graficamente qualquer classificação quaternária (ou de ordem superior, se se considerarem as classes texturais extremamente grosseiras, como os seixos. os burgaus, os balastros, os blocos, etc.), optou-se pela utilização de diagramas ternários triangulares.

Os diagramas triangulares baseiam-se, como o nome indica, num triângulo (fig. 1), em que cada vértice corresponde a 100% de uma classe textural elementar (por exemplo, areia, silte e argila. O lado oposto do triângulo corresponde a 0%. As perpendiculares aos lados do triângulo estão divididas em 100 partes, cada uma correspondendo, como é óbvio, a 1%. Assim, o triângulo base é dividido em pequenos triângulos com uma unidade de lado.

Existem várias classificações triangulares deste tipo. Todavia, as mais divulgadas são as classificações de Folk (1954) e de Shepard (1954).

As descrições descritivas baseadas em critérios derivados das razões entre classes texturais, bem como as nomenclaturas associadas, permitem a distinção precisa entre diferentes tipos de sedimentos, diminuindo, consequentemente, as ambiguidades. Facilita-se, assim, a comunicação e discussão, na comunidade científica, das observações e dos resultados. Foi nas décadas de 40 e de 50 do século XX que surgiu a maior parte das propostas de classificação de sedimentos, o que expressa o rápido desenvolvimento que se verificou na sedimentologia após a 2ª Guerra Mundial.

A profusão de propostas classificativas, frequentemente utilizando designações análogas, teve como consequência alguma confusão terminológica. Por essa razão, sempre que se atribui uma designação a um sedimento, deve-se explicitar o esquema classificativo adoptado.
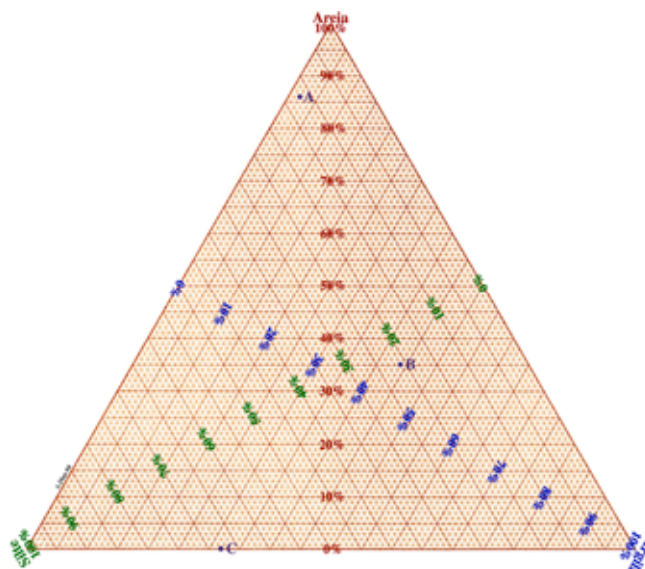
Fig. 1 Exemplo de diagrama triangular para classificação de sedimentos com base nas percentagens de areia, silte e argila. Estão representadas 3 amostras de sedimentos: A- 86% de areia, 12% de silte e 2% de argila B – 35% de areia, 21% de silte e 44% de argila; C – 0% de areia, 68% de silte e 32% de argila.

Por exemplo, deve-se referir que determinado sedimento corresponde a uma "areia argilosa" segundo a classificação de Shepard (1954), pois que esse mesmo sedimento noutros esquemas classificativos pode ter designações diferenciadas, mesmo que, nesses esquemas, também exista "areia argilosa" (embora com limites distintos).

II.4.1. Classificação de Folk

A classificação proposta por Folk, em 1954, baseia-se, essencialmente, num diagrama triangular (fig. 2), em que são representados proporcionalmente os conteúdos percentuais em cascalho (>2mm), em areia (2mm a 63μ) e em lodo (<63μ).
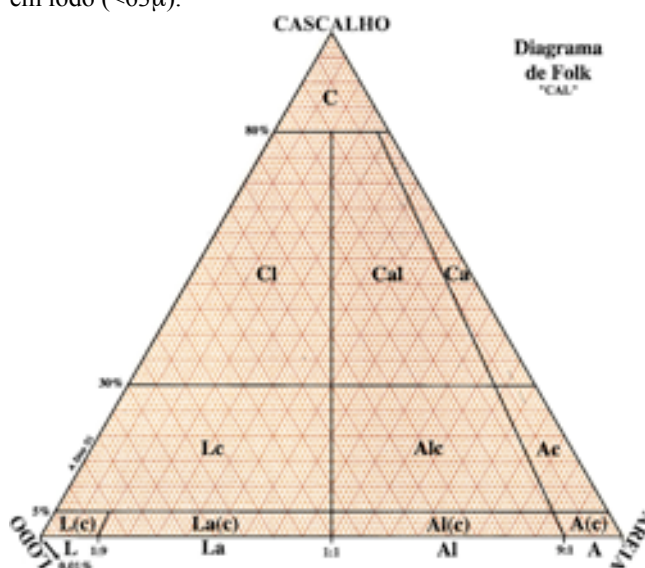
Fig. 2 Diagrama triangular de Folk para classificação dos sedimentos grosseiros

Para aplicar esta classificação torna-se necessário conhecer duas grandezas: a quantidade percentual de cascalho, utilizando-se as fronteiras de 80%, 30%, 5% e traços (<0,01%); e a razão areia/lodo, usando-se as fronteiras proporcionais 9:1, 1:1 e 1:9.

Na concepção desta classificação, Folk utilizou vários princípios científicos. Por exemplo, a quantidade de cascalho existente num sedimento é extremamente significativa, pois que é função das velocidades máximas da corrente aquando da deposição. Mesmo uma quantidade ínfima desta classe textural pode reflectir as características que o fluxo tinha no período de deposição. É essa a razão porque, na classificação, é dada importância máxima à percentagem de cascalho existente no sedimento.

A proporção entre areia e lodo é também, obviamente, importante, pois que depende também das características do fluxo durante a deposição, mas também da capacidade de remobilização que esse fluxo tinha.

A classificação dos sedimentos grosseiros é constituída por 15 termos. Os termos desta classificação, na versão portuguesa, são os seguintes:

C - cascalho

Ca - cascalho arenoso

Cal - cascalho areno-lodoso

Cl - cascalho lodoso

L - lodo

Lc - lodo cascalhento

L(c) - lodo ligeiramente cascalhento

La(c) - lodo arenoso ligeiramente cascalhento

La - lodo arenoso

A - areia

Al - areia lodosa

Alc - areia lodo-cascalhenta

Al(c) - areia lodos ligeiramente cascalhenta

Ac - Areia cascalhenta

A(c) - areia ligeiramente cascalhenta

Na realidade, a classificação de Folk baseia-se em dois diagramas triangulares, um principal, que acabou de se descrever, dirigido aos sedimentos grosseiros, e outro (fig. 3), complementar, direccionado para os sedimentos finos (lodosos). Na realidade, estes dois diagramas ternários, em conjunto, correspondem, de certa forma, à representação bidimensional de um diagrama quaternário.

A classificação dos sedimentos lodosos é efectuada segundo o conteúdo percentual em areia (considerando as fronteiras de 10%, 50% e 90%) e a proporção argila/silte (utilizando as fronteira 2:1 e 1:2).
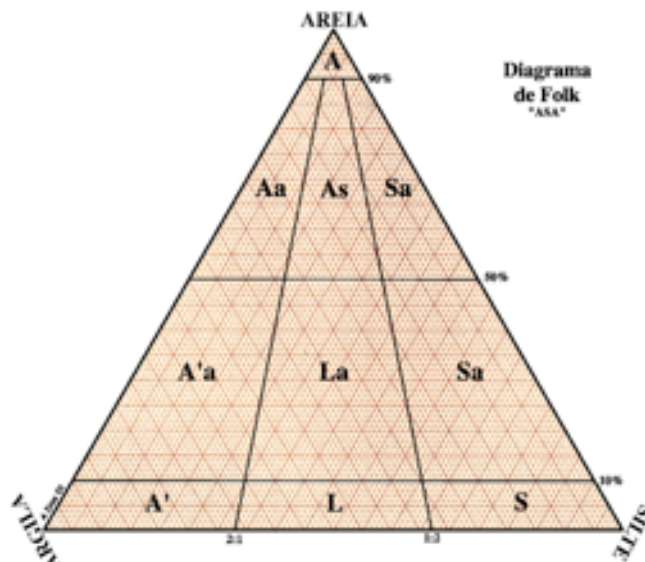
Fig. 3 Diagrama triangular de Folk para classificação dos sedimentos finos

Tem 10 termos que, na versão portuguesa, tomam as seguintes designações:

A - areia

Aa - areia argilosa

Al - areia lodosa

As - areia siltosa

A'a - argila arenosa

La - lodo arenoso

Sa - silte arenoso

A' - argila

L - lodo

S - silte

II.4.2. Classificação de Shepard

No mesmo ano em que Folk apresentou a sua classificação, outro sedimentólogo norte-americano, Francis P. Shepard, geralmente considerado como o "Pai da Geologia Marinha", propôs novo esquema classificativo (fig. 4).

Ao contrário da classificação de Folk, em que existe a preocupação de permitir a extracção de ilações de índole hidrodinâmica, isto é, de viabilizar a dedução de características do ambiente de deposição, este esquema de Shepard é puramente descritivo, não existindo quaisquer preocupações "hidrodinâmicas".

Nos vários esquemas classificativos que foram sendo propostos ao longo do século XX é possível definir as duas tendências: umas classificações pretendem possibilitar a dedução directa de ilações de índole genética, enquanto outras são puramente descritivas das características texturais dos sedimentos. Quer umas, quer outras, são defensáveis.
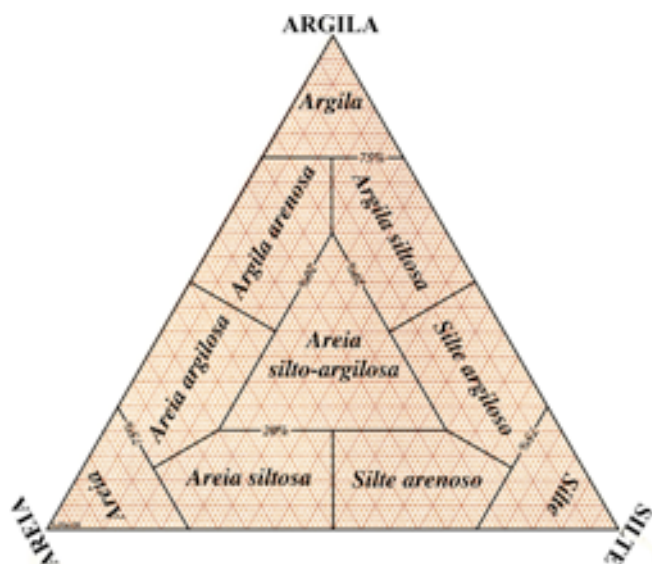
Fig. 4 - Diagrama de Shepard (1954)

II.4.3. Classificação de Nickless

O esquema classificativo proposto, em 1973, pelo geólogo britânico Nickless, exemplifica os vários diagramas que têm sido utilizados na investigação aplicada (fig. 5).
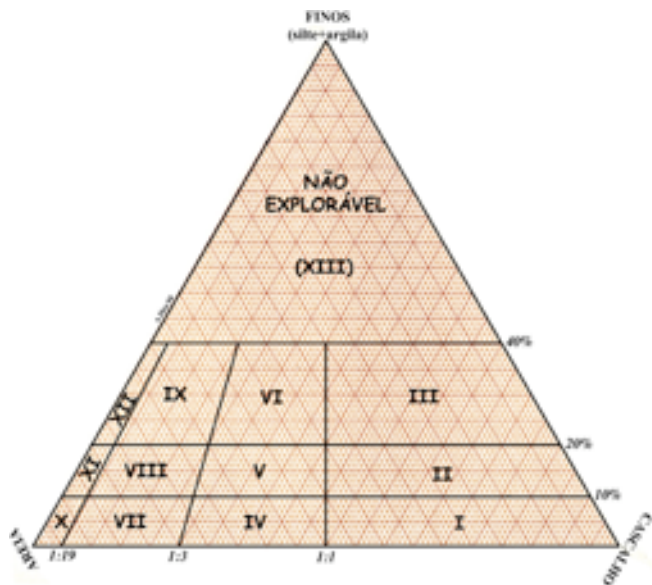
Fig. 5 - Diagrama de Nickless (1973)

No caso específico da classificação textural proposta por Nickless, o objectivo foi o de apoiar a prospecção de depósitos exploráveis de areias e cascalhos, tendo sido utilizada, durante muito tempo, pelo Institute of Geological Sciences, da Grã-Bretanha.

A classificação, que compreende 13 classes texturais, baseia-se num diagrama triangular cujos pólos são cascalho, areia, e finos (silte+argila). Como o objectivo é a determinação da explorabilidade dos depósitos, e no mercado o conteúdo em finos constitui factor fortemente restritivo, o principal factor considerado é a abundância da fracção lutítica (lodos; silte+argila). Se o depósito tem mais do que 40% de finos, é considerado "não explorável", pelo que apenas os casos em que esse conteúdo é inferior é que são pormenorizados.

Nos depósitos considerados "exploráveis", existe discriminação baseada nas proporções de cascalho e de areia, pois que diferentes mercados têm especificidades diferenciadas. Como o Mercado das areias é mais restritivo, é precisamente neste domínio que a classificação apresenta maior pormenorização.

Assim, os depósitos com menos de 40% de finos são classificados, como se referiu, segundo a razão areia/cascalho, obtendo-se, desta forma, quatro grupos de classes texturais: "areia", em que a razão areia/cascalho é superior a 19:1; "areia cascalhenta", em que esta razão varia entre 19:1 e 3:1; "cascalho arenoso", determinado pelos valores compreendidos entre 3:1 e 1:1; e "cascalho", em que a razão referida toma valores inferiores à unidade.

Cada um destes grupos de classes é constituído por três termos diferenciados pela adjectivação "muito lodoso" se o conteúdo em finos excede 20% mas é inferior a 40%, "lodoso" se o somatório dos conteúdos em siltes e argilas estiver compreendido entre 20% e 10%, e sem adjectivação se o depósito apresentar menos de 10% de finos.

São as últimas classes referidas as que apresentam melhores perspectivas do ponto de vista da eventual exploração, e as primeiras (muito lodosas) são de explorabilidade duvidosa ou apenas podem ser utilizadas em aterros.

As doze classes consideradas "exploráveis" são as seguintes

I - Cascalho
II - Cascalho lodoso
III – Cascalho muito lodoso
IV - Cascalho arenoso
V - Cascalho arenoso lodoso
VI – Cascalho arenoso muito lodoso
VI - Areia cascalhenta
VIII - Areia cascalhenta lodosa
IX – Areia cascalhenta muito lodosa
X - Areia
XI - Areia lodosa
XII – Areia muito lodosa

Foi este o esquema classificativo o que foi utilizado na avaliação das potencialidades em cascalhos e areias da plataforma continental portuguesa, na década de 80.

II.4.4. Classificação de Gorsline

Em 1960 o sedimentólogo norte-americano Don Gorsline apresentou nova proposta de classificação dos sedimentos baseada, também, nos conteúdos em areia, silte e argila (fig.6).

Este esquema classificativo, constituído por 12 classes, valoriza os sedimentos com pequenas percentagens (<10%) das classes texturais elementares, dando igual peso a cada uma dessas classes. Consequentemente, é uma classificação

puramente textural (como a de Shepard), sem quaisquer preocupações genéticas (como a de Folk).

Na classificação de Gorsline, o triângulo base é dividido em 3 partes, cada uma correspondendo a um quadrilátero e dedicada a uma das classes texturais elementares. Obtêm-se, assim, em simetria tri-lateral, três domínios dedicados à areia, ao silte e à argila.
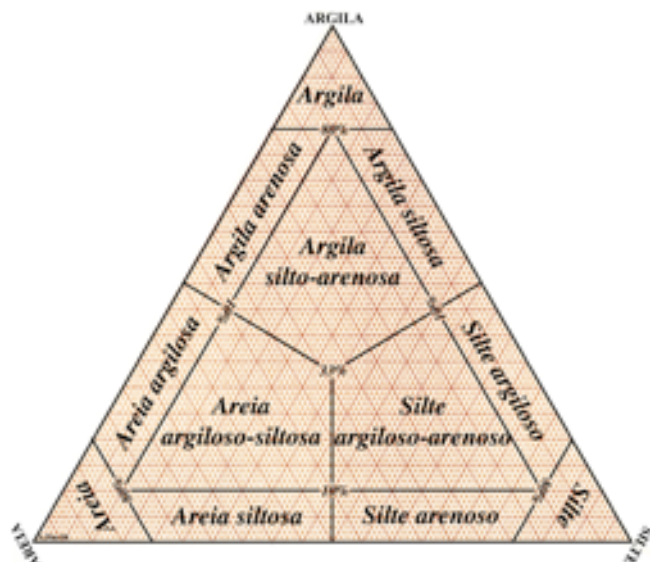
Fig. 6 - Diagrama de Gorsline (1960)

Em cada um dos domínios referidos definem-se quatro classes, de forma que as 12 classes de Gorsline são as seguintes:

Areia

Areia argilosa

Areia siltosa

Areia silto-argilosa (ou argilo-siltosa)

Silte

Silte arenoso

Silte argiloso

Silte argilo-arenoso (ou areno-argiloso)

Argila

Argila arenosa

Argila siltosa

Argila silto-arenosa

II.4.5. Classificação de Reineck e Siefert (1980)

Em 1980, os sedimentólogos alemães Reineck e Siefert apresentaram uma nova proposta classificativa, a qual se baseia num esquema muito simplificado (fig. 7).

Esta nova classificação tem a vantagem de ser de aplicação bastante fácil e de ser extremamente genérica. Porém, como apenas tem quatro termos, baseados no conteúdo em areia, a classificação resultante é pouco precisa.

Na base desta classificação está o conhecimento de que os lodos (siltes e argilas) e as areias têm, em geral, comportamentos hidrodinâmicos diferenciados. Parte do princípio de que o comportamento hidrodinâmica das areias é diferente do dos siltes e das argilas, denunciando níveis energéticos mais elevados. Na mesma linha de raciocínio, os lodos depositam-se em ambientes hidrodinamicamente calmos.
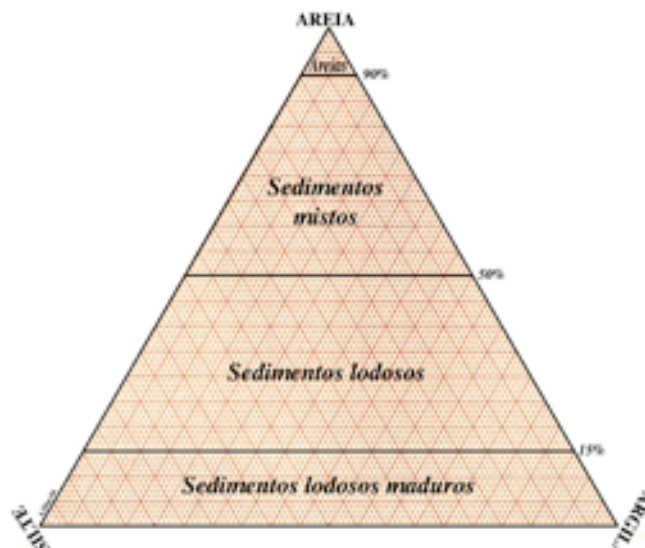
Fig. 7 - Diagrama de Reineck e Siefert (1980)

Assim, representando qualquer amostra neste diagrama, é possível inferir, em primeira aproximação, os níveis energéticos relativos existentes no ambiente deposicional em que o depósito se constituiu.

Os termos desta classificação são:

Areias

Sedimentos mistos

Sedimentos lodosos

Sedimentos lodosos maduros

II.4.6. Classificação de Pejrup (1988)

Em 1988, o sedimentólogo dinamarquês Morten Pejrup propôs um novo esquema classificativo, que corresponde a modificação e expansão do diagrama ternário de Folk, baseado em considerações de índole hidrodinâmica (fig. 8).

O conteúdo em areia é, tal como noutras classificações, o elemento principal da classificação. Porém, considera, também, como elemento estruturante, a razão silte / argila, para o que adiciona linhas baseadas em razões distintas dessas duas classes elementares. Obtém, assim, quatro grupos “hidrodinâmicos” (I a IV).

Desta forma, este esquema classificativo permite, tal como a classificação simplista de Reineck e Siefert, ter a percepção dos níveis energéticos que condicionaram a deposição do sedimento, utilizando a percentagem de areia. Cada grupo “hidrodinâmico” apresenta uma zonação, designada pelas letras A a D, correspondendo o A a maiores níveis energéticos.
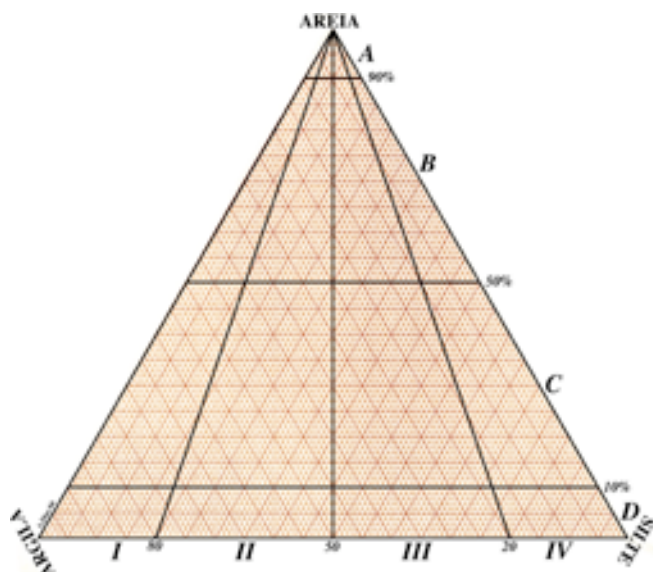
Fig. 8 - Diagrama de Pejrup (1988)

Este tipo de análise é pormenorizada através da razão silte / argila (os grupos I a IV). Os níveis energéticos são menores quando a componente lodosa do sedimento é dominada por argila, e maior quando o silte predomina sobre a argila.

Obtêm-se, assim, 16 classes texturais, identificadas por uma letra e um número romano, correspondendo a classe A-IV ao regime energético mais intenso, e a classe D-I ao regime hidrodinâmico mais calmo.

Nesta classificação não existe terminologia descritiva, o que, por um lado, dificulta a percepção do significado textural de cada classe, mas, por outro, evita confusões com outros esquemas classificativos.

II.4.7. Classificação de Flemming (2000)

Uma das mais recentes propostas classificativas é a de B.W. Flemming, apresentada em 2000. Trata-se da modificação e expansão de esquemas classificativos anteriormente propostos, em que o conteúdo em areia é considerado como o indicador hidrodinâmico principal. Também como noutros diagramas prévios, a classificação, tendo como objectivo a extracção de ilações de índole hidrodinâmica, considera complementarmente as razões silte / argila.

Obtém-se, assim, uma primeira classificação que expressa o conteúdo em areia, designando-se estas classes principais por “areia” (>95% de areia), “areia ligeiramente lodosa” (conteúdo em areia entre 75% e 95%), “areia lodosa” (conteúdo em areia entre 50% e 75%), “lodo arenoso” (conteúdo em areia entre 25% e 50%), “lodo ligeiramente arenoso” (conteúdo em areia entre 5% e 25%), e “lodo” (conteúdo em areia inferior a 5%).

Entrando complementarmente com as razões silte / argila, obtêm-se 25 classes texturais (fig. 9), identificadas por uma letra (correspondente à percentagem de areia) e por um número romano (correspondente à razão silte / argila), notação esta que é, também, designada por um nome específico.
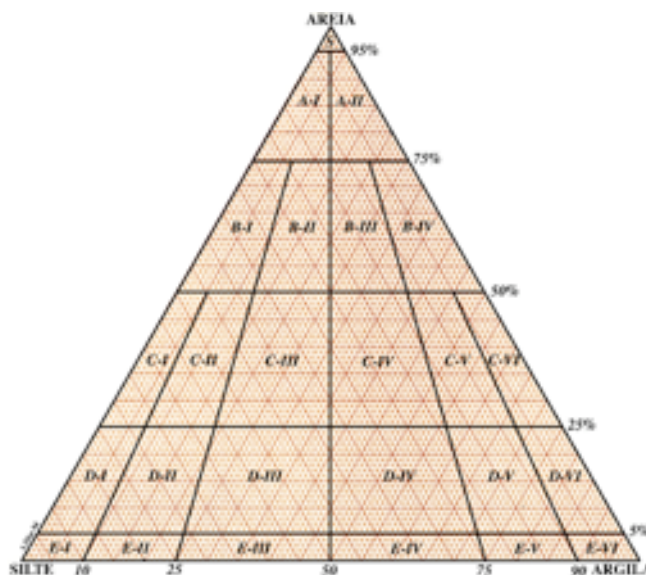
Fig. 9 - Diagrama de Flemming (2000)

As classes propostas por este autor são as seguintes:

S	areia
A-I	areia ligeiramente siltosa
A-II	areia ligeiramente argilosa
B-I	areia muito siltosa
B-II	areia siltosa
B-III	Areia argilosa
B-IV	areia muito argilosa
C-I	lodo arenoso extremamente siltoso
C-II	lodo arenoso muito siltoso
C-III	lodo arenoso siltoso
C-IV	lodo arenoso argiloso
C-V	lodo arenoso muito argiloso
C-VI	lodo arenoso extremamente argiloso
D-I	lodo extremamente siltoso e ligeiramente arenoso
D-II	lodo muito siltoso e ligeiramente arenoso
D-III	lodo siltoso ligeiramente arenoso
D-IV	lodo argiloso ligeiramente arenoso
D-V	lodo muito argiloso ligeiramente arenoso
D-VI	lodo extremamente argiloso e ligeiramente arenoso
E-I	silte
E-II	silte ligeiramente argiloso
E-III	silte argiloso
E-IV	argila siltosa
E-V	argila ligeiramente siltosa
E-VI	argila

III. ANÁLISE GRANULOMÉTRICA

III.1. Introdução

III.1.1. Generalidades

As partículas sedimentares apresentam dimensões com variabilidade muito elevada. Na Natureza encontram-se depósitos sedimentares constituídos por elementos com decímetros a metros de diâmetro (como nas moreias glaciárias), até sedimentos compostos por partículas extremamente pequenas, da ordem de alguns micra (como se verifica nas argilas dos grandes fundos oceânicos). Por vezes, a heterogeneidade da dimensão das partículas que constituem um depósitos é extremamente elevada, coexistindo elementos com metros de diâmetro numa matriz de partículas pequenas (como nos depósitos formados por alguns fluxos detríticos).

A análise das dimensões das partículas é importante pois que permite deduzir indicações preciosas, entre outras, sobre a proveniência (designadamente sobre a disponibilidade de determinados tipos de partículas e sobre as rochas que lhes deram origem), sobre o transporte (utilizando, por exemplo, o conceito de maturidade textural e a resistência das partículas, segundo a sua composição, à abrasão e à alteração química), e sobre os ambientes deposicionais.

A análise granulométrica consiste na determinação das dimensões das partículas que constituem as amostras (presumivelmente representativas dos sedimentos) e no tratamento estatístico dessa informação. Basicamente, o que é necessário fazer, é determinar as dimensões das partículas individuais e estudar a sua distribuição, quer pelo peso de cada classe dimensional considerada, quer pelo seu volume, quer ainda pelo número de partículas integradas em cada classe. Na realidade, estas três formas têm sido utilizadas.

Assim, para efectuar a descrição adequada de um sedimento, torna-se necessário proceder a uma análise pormenorizada, utilizando classes granulométricas com pequena amplitude. Quanto menor for a amplitude das classes, melhor é a descrição da variabilidade dimensional das partículas que constituem o sedimento.

Classicamente, a granulometria dos sedimentos muito grosseiros (cascalhos, seixos, balastros, etc.) é efectuada medindo (ou pesando) individualmente cada um dos elementos e contando-os. Contudo, para sedimentos menos grosseiros (cascalhos finos, areias), tal forma de mensuração não é prática, sendo nas areias muito difícil e extremamente morosa, e praticamente impossível nos siltes e argilas. Para estes sedimentos, a análise clássica recorre à separação mecânica em classes dimensionais e à determinação do seu peso. No que se refere aos sedimentos lutíticos (siltes e argilas), a forma de determinar a distribuição granulométrica de forma compatível com as das outras classes texturais é ainda mais difícil e problemática.

Os problemas relacionados com a análise granulométrica começam logo com a escolha do método a utilizar. Por um lado, é questionável se se deve utilizar, para cada fracção granulométrica, o número de partículas aí presentes ou o peso dessas partículas. Existem várias tentativas de relacionar estas duas quantidades mas, como seria de esperar, a aplicação das expressões empíricas que têm sido propostas não funcionam na realidade, ou cometem grandes erros. Basta considerar que existe, nas partículas sedimentares, grande variabilidade de formas e de densidades, para se concluir que qualquer expressão relacionando número e peso está condenada ao fracasso.

III.1.2. Escalas Granulométricas

Para estudar a distribuição granulométrica das partículas que constituem um sedimento é preciso, obviamente, utilizar uma escala. As primeiras escalas a serem utilizadas foram as mais evidentes, aritméticas, como o é a escala milimétrica.

Há muito que se constatou, no entanto, que as escalas lineares ou aritméticas não são as mais apropriadas para obter bons resultados no estudo dos sedimentos. Efectivamente, quando se estuda a distribuição das dimensões das partículas dos sedimentos utilizando escalas aritméticas, verifica-se que essa distribuição é, sistematicamente, assimétrica, isto é, a maior parte das partículas concentra-se nas dimensões mais pequenas (fig. 10). Com este tipo de representação, sedimentos bastante diferentes ficam com aspectos de alguma forma semelhantes, o que, obviamente, não é o mais apropriado para o seu estudo e para a determinação das suas verdadeiras diferenças.
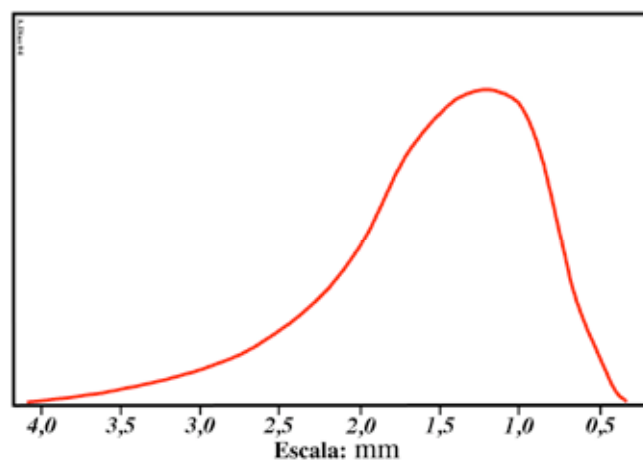
Fig. 10 Distribuição granulométrica de um sedimento hipotético, representada numa escala milimétrica.

Assim, os sedimentólogos cedo constataram que a escala aritmética não é a mais apropriada para estudar os sedimentos. Com efeito, na Natureza, a maior parte das populações obedece a distribuições do tipo gaussiano, também apelidadas de distribuições normais. Por outro lado, há muito que se sabe que muitas propriedades dos sedimentos, tal como a velocidade de sedimentação, variam em função de uma potência da dimensão das partículas.

Se no estudo das populações de partículas sedimentares se utilizarem escalas geométricas em vez de escalas aritméticas, verifica-se que as distribuições resultantes se aproximam bastante mais das curvas gaussianas (fig. 11). Por essa razão, há muito que se começou a tentar descrever os sedimentos com base em escalas geométricas ou logarítmicas.
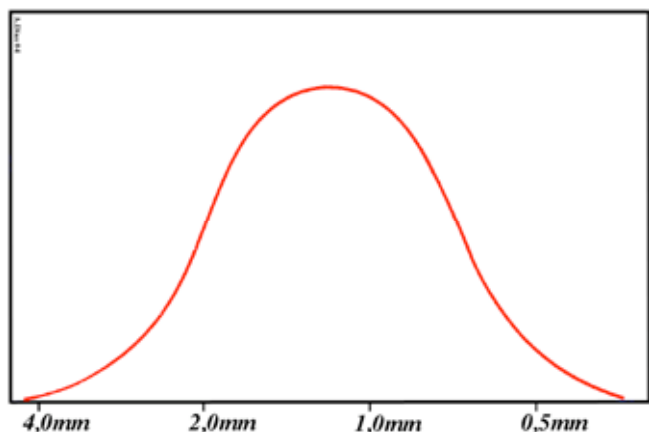
Fig. 11 - Distribuição granulométrica do mesmo sedimento da figura anterior, representado numa escala logarítmica.

Foi o sedimentólogo norte-americano Johan A. Udden que, em 1898, apresentou a primeira proposta de escala geométrica com larga aceitação pela comunidade científica. Trata-se de uma escala geométrica que utiliza potências de 2mm Esta escala viria a ser ligeiramente modificada e alargada, em 1922, por Chester K. Wentworth, passando a ser conhecida pela designação de escala de Udden-Wentworth. Utilizando potências de 2 e 1mm como ponto de referência, os limites das classes granulométricas utilizadas são, no sentido decrescente, 1mm, 0,5mm, 0,25mm, 0,125mm, etc. e, no sentido crescente, 1mm, 2mm, 4mm, 8mm, etc.

Nos trabalhos de apresentação desta escala, propunham-se, também, designações para os vários elementos da série (isto é, para as classes texturais), cujos limites dimensionais são definidos por valores certos da escala. Por exemplo, na proposta de Wentworth, argilas (*clay*) são as partículas cuja dimensão é inferior a 1/256mm (0,0039mm), silte (*silt*) corresponde ao conjunto de partículas cujas dimensões se encontram entre esta dimensão e 1/16mm (0,0625mm), as partículas de areia (*sand*) têm entre 1/16mm e 1mm, os grânulos (*granules*) variam entre 1 e 4mm, os seixos (*pebbles*) entre 4 e 64mm, e os blocos (*pebbles*) têm mais de 64mm.

III.1.2.1. A Escala ϕ (fi)

A modificação mais significativa à escala de Udden-Wentorth foi proposta, em 1934, por outro sedimentólogo norte-americano, W. C. Krumbein, o qual utilizou os expoentes (as potências de 2) da escala de Wentworth como base de uma escala logarítmica, que designou por escala ϕ (fi). O principal objectivo desta transformação foi facilitar a aplicação dos métodos estatísticos convencionais à sedimentologia. Esta escala teve ampla aceitação pela comunidade científica, estando, actualmente, extremamente divulgada.

Na formulação desta escala, Krumbein verificou que a utilização directa das potências de 2 não era prática. Com efeito, como grande parte das partículas sedimentares têm dimensão inferior a 1mm, o valor da dimensão ϕ destas partículas é negativo. Por exemplo, partículas com diâmetros de meio milímetro teriam o valor, nesta escala, de –1 (0,5mm = 2^{-1}). Tal implicaria que, em grande parte (se não na maior parte) dos casos se tivesse que trabalhar com valores negativos. Para obviar a este inconveniente, Krumbein definiu a escala ϕ (fi) como

$$\phi = -\log_2 d(mm)$$

A análise dimensional revela, porém, que a escala ϕ, tal como definida por Krumbein, não é adimensional.

Para obviar a este problema, Dean McManus propôs, em 1963, que na fórmula se incluísse a divisão por 1mm, o que não altera o valor, mas o torna adimensional.

Assim, a escala ϕ actualmente em uso define-se como:

$$\phi = -\frac{\log_2 d(mm)}{1mm}$$

Esta notação tem o inconveniente de obrigar, por vezes, a trabalhar simultaneamente com valores negativos e positivos, visto que as partículas maiores que 2mm têm valor ϕ negativo e as partículas de dimensão inferior têm esse valor positivo. No entanto, como a maior parte dos trabalhos incidem sobre sedimentos arenosos ou mais finos, a utilização desta escala é bastante prática. Por outro lado, além de ser bastante sensível às variações granulométricas dos sedimentos (tanto no que se refere a partículas finas, como a grosseiras), tem a vantagem das classes definidas por Wentworth terem como limites valores inteiros de ϕ .
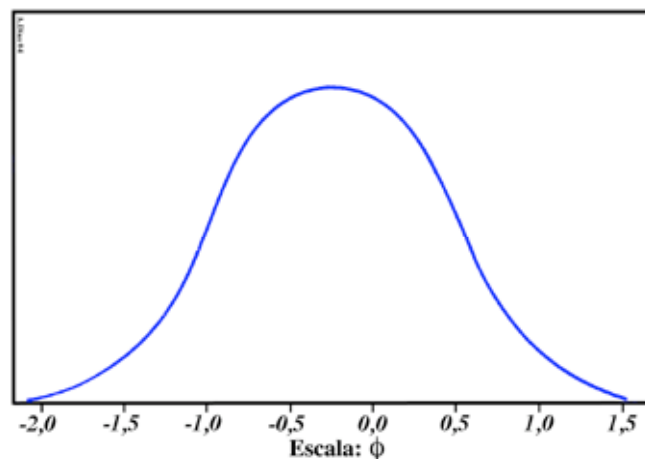
Fig. 12 Curva de distribuição do mesmo sedimento representado nas figuras anteriores, utilizando a escala ϕ.

III.1.2.2. As Escalas Psi (ψ) e Qui (χ)

Uma alternativa à utilização de diâmetros na representação da distribuição granulométrica é a aplicação directa das velocidades de sedimentação. Tal evita, as transformações, de fiabilidade muito questionável, que é necessário efectuar, em muitos métodos granulométricos, para se obterem diâmetros (de sedimentação, equivalentes, nominais, …) que, na maior parte, mais não são do que abstracções. Efectivamente, não é possível medir directamente esses diâmetros pois que, fisicamente, não existem. Por outro lado, como as conversões que é necessário efectuar se baseiam na Lei da Queda das partículas, não é bem conhecida, existindo várias propostas, os resultados variam com as equações adoptadas.

No que se refere ao diâmetro de peneiração (extensivamente utilizado, essencialmente devido à habituação), este carece, como se sabe, de qualquer significado hidrodinâmico.

A vantagem em utilizar a velocidade de sedimentação como parâmetro descritivo fiável das partículas sedimentares tem siso reconhecida recorrentemente reconhecida pela maior parte dos investigadores que desenvolveram actividade relevante neste tema, pelo menos desde o início do século XX. Na realidade, existem vantagens óbvias em trabalhar com grandezas físicas significativas e mensuráveis.

No entanto, a utilização de escalas aritméticas levantava problemas análogos aos que foram referidos anteriormente, e que conduziram à formulação da escala ϕ. O primeiro investigador a propor a utilização da transformação logarítmica da velocidade de sedimentação foi Robinson (1922; 1924), cujos trabalhos estiveram na origem do denominado método da pipeta para determinar a granulometria de sedimentos finos. A transformação utilizada por Robinson é a seguinte:

$$-\log_{10}(v) + 7$$

em que v corresponde à velocidade de sedimentação em cm/s. A adição da constante 7 tem como finalidade evitar números negativos correspondentes às partículas com menores velocidades de sedimentação.

Apesar do método granulométrico (pipetagem) de Robinson ter sido amplamente reconhecido, sendo, ainda actualmente, largamente utilizado, já o mesmo não se verificou com a sua proposta de utilização das velocidades de sedimentação. Na altura, não havia tecnologia disponível que viabilizasse a construção de tubos de sedimentação que fornecessem resultados precisos no domínio das areias. Assim, a granulometria desta classe textural era efectuada com base no diâmetro (em geral, o diâmetro de peneiração) das partículas. Também para as classes muito grosseiras (cascalhos, seixos, etc.) eram utilizados diâmetros, neste caso medidos directamente em cada elemento. Consequentemente, para estudar a granulometria do sedimento total, o parâmetro mais cómodo a utilizar era o diâmetro, até porque, no que se refere aos finos, a Lei de Stokes permite essa determinação com facilidade e fiabilidade. Assim, a proposta de transformação logarítmica de Robinson acabou por ser completamente esquecida pela comunidade científica.

O desenvolvimento tecnológico viabilizou que, nas décadas de 60 e de 70 do século XX, surgissem tubos de sedimentação para a fracção arenosa, caracterizados por elevada precisão, e que tiveram larga disseminação. A problemática referente ao parâmetro descritivo das partículas que deve ser utilizado voltou à ordem do dia, surgindo várias propostas.

Em 1967, Gerald Middleton propôs a utilização de uma escala, análoga à escala ϕ introduzida por Krumbein (1934), que designou por escala Psi (ψ), e que definiu como

$$\psi = -\log_2 v$$

em que v corresponde à velocidade de sedimentação expressa em cm s^{-1}.

Em 1977, Taira e Scholle, desconhecendo provavelmente os trabalhos de Robinson e de Middleton, propuseram a utilização da escala tau (τ)

$$\tau = -\log_{10}(v)$$

que mais não é do que a transformação de Robinson, embora sem a constante introduzida por este autor.

Tal como aconteceu com a escala ϕ proposta por Krumbein (1934), que não era adimensional, tendo sido, neste aspecto, corrigida por McManus (1963), também a transformação proposta por Middleton (1967) viria a ser corrigida por May, em 1981. Todavia, James May vai mais longe, propondo a redenominação desta escala, que designa por escala χ (qui) e define como

$$\chi = -\log_2\left(\frac{s}{s_0}\right)$$

em que s é a velocidade de sedimentação em ms^{-1} e s_0 a velocidade padrão de $1ms^{-1}$.

May justifica estas alterações da seguinte forma: a) utilizando ms-1 trabalha-se no sistema internacional; b) o domínio dos valores paramétricos resultante cresce a partir de 0 (correspondente a 1ms-1); c) os valores tornam-se adimensionais; d) a letra grega χ (qui) não tem significado especial em sedimentologia (embora se não deve confundir com o χ^2 utilizado em estatística), o que não acontece com o ψ (psi) proposto por Middleton, pois que, tradicionalmente, se utiliza este símbolo para expressar a esfericidade da partícula.

Infelizmente, estas importantes sugestões acabaram por ser ignoradas pela comunidade científica, não obstante a generalidade dos especialista reconhecer que o parâmetro descritivo que deveria ser utilizado é a velocidade de sedimentação ou um dos seus derivados.

Na base da não utilização generalizada das velocidades de sedimentação estão vários factores, designadamente a dificuldade em utilizar tubos de sedimentação (pois que os equipamentos deste tipo são bastante dispendiosos), a extrema divulgação do método da peneiração (que, apesar de fornecer resultados pouco significativos, é bastante simples e barato, sendo intensivamente utilizado por não especialistas) e, derivado disso, o costume arreigado em trabalhar com diâmetros de peneiração (impossíveis de converter, com um mínimo de fiabilidade, em velocidades de sedimentação).

Apesar destes hábitos, é importante estar consciente de que se deveriam apenas utilizar diâmetros como descritores das partículas sedimentares quando se utilizam técnicas granulométricas que medem directamente este parâmetro, como é o caso da peneiração e da microscopia. Quando os métodos se baseiam na sedimentação, como se verifica, entre outros, com os tubos de sedimentação, com a pipetagem, com o *SediGraph*, e com o *Malvern*, o descritor adequado é a velocidade de sedimentação, ou uma das suas transformações, sendo a mais coerente a escala χ.

Tabela 4 - Correspondência entre algumas velocidades de sedimentação (em ms^{-1}), transformações logarítmicas propostas por Robinson (1922, 1924), Middleton (1967), Taira & Scholle (1977) e May (1981), e correspondentes diâmetros equivalentes determinados pelas equações de Rubey (1933) e Gibbs *et al.* (1971)

s		ψ	τ	χ	**Diâmetro ϕ**	
Velocidade Sediment. (ms^{-1})	Robinson (1922, 1924)	Middleton (1967)	Taira & Scholle (1977)	May (1981)	Rubey (1933)	Gibbs *et al.* (1971)
1,00	9,000	-6,644	2,000	0.0		
0,500	8,699	-5,644	1,699	1,0		
0,250	8,398	-4,644	1,398	2,0	-3,3	-0,8
0,125	8,097	-3,644	1,097	3,0	-1,0	0,4
0,0625	7,796	-2,644	0,796	4,0	0,8	1,3
0,0312	7,495	-1,644	0,495	5,0	2,0	2,1
0,0156	7,194	-0,644	0,194	6,0	3,0	2,8
0,00781	6,893	0,356	-0,107	7,0	3,4	3,4
0,00391	6,592	1,356	-0,408	8,0	3,9	3,9
0,00195	6,291	2,356	-0,709	9,0	4,4	4,4
0,000977	5,090	3,356	-1,010	10,0	5,0	5,0

III.2. Métodos Granulométricos

III.2.1. Sedimentos Muito Grosseiros

O primeiro problema que surge quando se pretende fazer a granulometria de um sedimento em que as classes texturais mais grosseiras (seixos, burgaus, blocos, etc.) são abundantes é a quantidade de material, isto é, a amostra que deve ser considerada. Para se obter o mesmo rigor estatístico que normalmente se consegue na granulometria das areias seria necessário, por vezes, dispor de amostras com pesos da ordem das toneladas. Basta pensar qual seria o peso de uma quantidade de seixos equivalente à quantidade de grãos existente numa amostra de areia para ter noção da amplitude do problema.

Por outro lado, e visto que é relativamente fácil, em elementos muito grosseiros, determinar individualmente várias medidas (volume, peso, eixo maior, eixo menor, etc.), é necessário escolher o parâmetro mais adequado. Para ter consistência com o que normalmente se pretende medir na granulometria das areias, dever-se-ia considerar o "diâmetro", o que, no caso vertente, não é fácil, pois que basta olhar para uma população de seixos, burgaus ou balastros para constatar que existe, em cada elemento, um eixo maior e outro menor. Mesmo estes eixos não são, muitas vezes, fáceis de determinar devido às formas muito irregulares que vários dos elementos apresentam.

Por vezes utilizam-se relações entre três eixos ortogonais para tentar determinar o valor do que, em geral, se designa por "diâmetro médio". Contudo, com frequência, a variabilidade é tal que se torna difícil definir e determinar um "diâmetro médio", para já não referir o problema da ambiguidade do significado ambiental desse parâmetro arbitrário. Este problema, que é facilmente visualizável, revela bem os erros que se cometem nas outras fracções granulométricas, quando se consideram os "diâmetros" das partículas.

De qualquer modo, e apesar das limitações inerentes às dimensões dos elementos e, consequentemente, das amostras a considerar, a granulometria dos elementos muito grosseiros é, conceptualmente, a mais fácil. Desde finais do século XIX que têm sido apresentados vários métodos, como o da medição com régua ou com craveira e o da mesa perfurada com orifícios de diferentes dimensões.

III.2.2. Granulometria de Sedimentos Grosseiros

Os problemas referidos a propósito da granulometria dos elementos muito grosseiros (cascalhos, seixos, etc.) são análogos aos que existem para os sedimentos grosseiros (areias). No entanto, se para os primeiros é relativamente fácil determinar individualmente o parâmetro escolhido (peso, volume, eixo maior, eixo médio, etc.), o mesmo não acontece, obviamente, com os cascalhos e areias.

Se o método quase unanimemente aceite para a granulometria dos cascalhos é o da peneiração, já o mesmo não se verifica no que se refere ás areias. Efectivamente, muitos investigadores defendem que o método cientificamente mais correcto para estudar a distribuição granulométrica das partículas é o da sedimentação, em que se determina um parâmetro cujo significado ambiental é mais ou menos directo (a velocidade de sedimentação e/ou o diâmetro de sedimentação), e não o da peneiração, em que se utiliza um parâmetro (diâmetro de peneiração) que não tem qualquer relação com o comportamento hidrodinâmico das partículas.

Contudo, o método da sedimentação é relativamente pouco utilizado pois que:

a) não é fácil adquirir equipamentos deste tipo no mercado (mundialmente existem apenas duas ou três pequenas empresas que os fornecem a preços bastante elevados);

b) os equipamentos comerciais não estão, por via de regra, calibrados, e utilizam diversas leis de queda de partículas, o que torna difícil a comparação de resultados;

c) a construção pelos laboratórios interessados é difícil pois que exige bastante tempo, grande esforço de concepção e oficinas bem apetrechadas;

Por essas razões, o método mais divulgado para efectuar a análise granulométrica de areias continua a ser o da peneiração.

III.2.2.1. Método da Peneiração

O método mais divulgado para efectuar a análise granulométrica de sedimentos grosseiros é o da peneiração.

Um peneiro para este tipo de análise sedimentológica consiste num suporte metálico (latão, alumínio, inox, etc.) cilíndrico que serve de suporte a uma rede (geralmente metálica mas que, nalguns casos, pode ser de outro material, designadamente plástico) de malha calibrada (fig. 13).

Fig. 13 - Peneiro utilizado em análise granulométrica. Neste caso trata-se de peneiro com rede inox de 62μ.

Os peneiros estão concebidos para poderem ser encaixados uns nos outros de modo a formarem uma coluna de peneiração. Na parte superior desta coluna existe uma tampa para evitar perdas de material durante a peneiração, e na base encaixa-se um peneiro "cego", denominado "pan", destinado a receber as partículas menores que atravessaram toda a coluna sem serem retidos em nenhum dos peneiros.

A escolha da série de peneiros é função dos objectivos. Para análises rápidas utiliza-se, normalmente, uma série de peneiros (fig. 15) de ϕ em ϕ, isto é, peneiros com malhas de 2mm, 1mm, 0,5mm, 0,250mm, 0,125mm e 0,063mm. Para análises mais pormenorizadas utilizam-se séries de peneiros de 1/2 em 1/2ϕ ou, mesmo, de 1/4 em 1/4 de ϕ. É extremamente raro utilizarem-se séries mais densas dada a morosidade e o trabalho que essas análises implicam.

Normalmente efectua-se a peneiração a seco. Todavia, para algumas aplicações especiais podem efectuar-se peneirações via húmida.

Para se efectuar a análise granulométrica há que garantir que a dimensão da população de partículas (isto é, o peso da amostra) é estatisticamente válida. Caso tal não aconteça, corre-se o risco dos resultados de todo o trabalho de análise granulométrica, bastante moroso, não terem significado.

O assunto tem sido estudado por vários autores. Há que garantir que o número de partículas a analisar é estatisticamente suficiente, o que não é fácil atendendo à heterometria dos sedimentos. Há certo consenso de que o peso da amostra a peneirar é função do elemento de maiores dimensões aí presente. Os resultados não apresentam, contudo, elevada convergência. Na figura 14 representam-se algumas curvas propostas por diferentes autores.

Antes de se efectuar a peneiração de grosseiros (areias e cascalhos), é normal passar a amostra, via húmida, por um peneiro de inox de 63μ (4ϕ), com o objectivo de retirar à amostra todas as partículas finas. No caso de se pretender efectuar a granulometria dos finos, o material que passa pelos filtros deve ser guardado. Se não se pretende efectuar essa análise, basta colocar o peneiro com a amostra debaixo de uma torneira um pouco aberta e, com uma vareta, remexer o sedimento até que a água que sai por baixo do peneiro seja clara e transparente, isto é, revele não ter já materiais em suspensão.
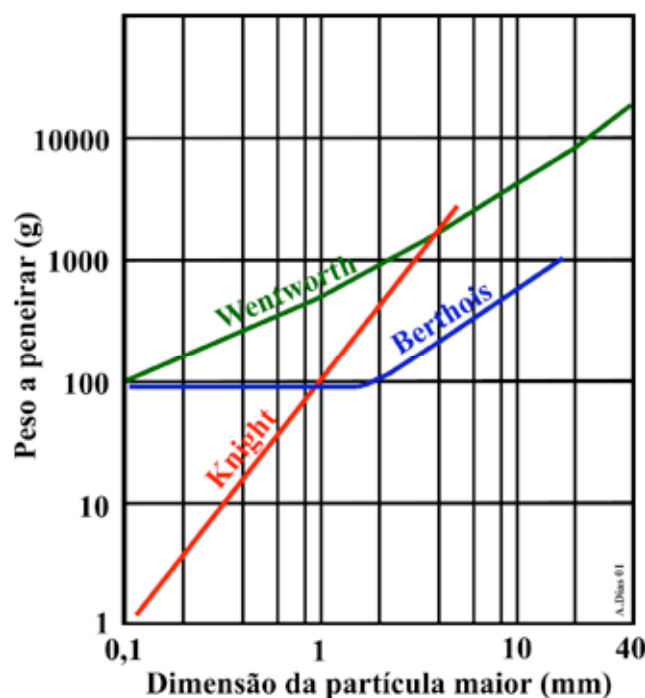
Fig. 14 - Propostas de diferentes autores para determinação do peso da amostra a peneirar em função do maior elemento presente no sedimento (adaptado de Carvalho, 1965).

A amostra a peneirar deve, então, ser sujeita a completa secagem. Utiliza-se, geralmente, para tal, uma estufa regulada para um temperatura relativamente baixa, da ordem dos 40 a 60ºC.

Após secagem, a amostra deve ser cuidadosamente pesada de modo a poderem estimar-se eventuais perdas que possam ocorrer durante o processo de peneiração e de pesagem das fracções de peneiração.

A coluna de peneiração é agitada por uma aparelho vibratório, designado por "agitador de peneiros" (fig. 15), o qual imprime aos peneiros movimentos de elevada frequência que viabilizam a peneiração das partículas. Em geral, os agitadores de peneiros imprimem simultaneamente movimentos verticais e horizontais.

O tempo de peneiração é função do peso da amostra a peneirar. Aceita-se, normalmente, que 10 a 15 minutos são suficientes para peneirar uma amostra média.

Após a peneiração há que pesar cuidadosamente o material retido em cada um dos filtros. São as fracções de peneiração. É normal que o peso total das fracções de peneiração seja um pouco inferior ao da amostra original,

devido a partículas que se perderam em todo o processo. São aceitáveis perdas até 1% do peso original.

Fig. 15 - Agitador de peneiros e coluna de peneiração utilizados no CIACOMAR (Univ. Algarve).

Antes de efectuar nova peneiração devem-se limpar cuidadosamente os peneiros, para o que frequentemente se utilizam aparelhos de ultra-sons. A finalidade desta operação é a de retirar das redes quaisquer partículas que aí possam estar presas e que poderiam ir contaminar a nova amostra a analisar.

III.2.2.2. Método da Sedimentação

a) Introdução

O método mais comum, mais divulgado e de montagem mais fácil para efectuar a análise granulométrica de sedimentos é, sem dúvida, o da granulometria por peneiração. Todavia, para análise laboratorial de elevado número de amostras, é desejável dispor de método rápido, que possua elevada acurácia e precisão de resultados e que, simultaneamente, elimine ao máximo a intervenção do elemento humano desde o início da análise até ao tratamento estatístico final dos dados. Estas foram algumas das razões que determinaram uma cada vez maior divulgação e utilização, principalmente na segunda metade do século XX, do método da granulometria por sedimentação.

A técnica de análise granulométrica de sedimentos por sedimentação das partículas no seio de um fluído não é, basicamente, um método novo. Efectivamente, já em 1915 Odén propunha método análogo embora, na altura, não tivesse sido objecto de grande aceitação. Alguns outros equipamentos deste tipo foram construídos nas décadas seguintes, designadamente o de van Veen (1936) e o de Emery (1938), embora a tecnologia então disponível não permitisse a existência de aparelhos de elevada precisão. Assim, apesar do reconhecimento da utilidade deste método, directamente complementar dos que eram mais utilizados na granulometria de finos (de onde ressalta, na altura, a pipetagem), não se verificou adesão significativa da comunidade científica.

O desinteresse pelo método parece ter surgido face às discrepâncias existentes entre os resultados das granulometrias efectuadas por peneiração e por sedimentação, discrepâncias essas derivadas não só dos diferentes parâmetros físicos medidos por cada um dos métodos, mas também devido à pequena sensibilidade da aparelhagem de medida existente na época, ao dimensionamento inadequado dos tubos de sedimentação, à necessidade de utilização de grandes quantidades de amostragem, e ao conhecimento imperfeito das leis que regem a queda das partículas no seio de um fluído.

Fig. 16 - Tubo de sedimentação (MacroGranometer) existente no CIACOMAR (Univ. Algarve),

Com o desenvolvimento tecnológico e científico, designadamente no campo da electrónica, verificado após a 2ª Guerra Mundial, foram-se criando, progressivamente, as condições necessárias à utilização prática do método de granulometria por sedimentação. Consequentemente, verifica-se, no decurso das décadas de 60 e 70, uma cada vez maior adopção da técnica envolvida.

Entre os argumentos apontados para utilização deste método em detrimento do da peneiração ressaltam os seguintes:

- maior rapidez, factor de grande importância, principalmente quando o estudo envolve grande número de amostras;
- a sedimentação das partículas na natureza (e correspondente granulometria dos sedimentos) é determinada mais pelo comportamento hidráulico que pelo diâmetro de peneiração;
- a intervenção humana e manuseamento da amostra até obtenção da curva granulométrica é, no método da sedimentação, bastante menor que no método da peneiração;
- a quantidade de amostra necessária é muito menor utilizando o sedimentómetro, sem, todavia, se diminuir o rigor estatístico dos resultados;
- possibilidade de, em qualquer altura, se poderem efectuar leituras das percentagens acumulativas a intervalos granulométricos diferentes, sem necessidade de nova análise da amostra;
- possibilidade de diminuir o intervalo de leitura dos dados até limites que, só com grande dispêndio de tempo e meios seriam atingidos com a peneiração.

Existem dois tipos básicos de aparelhagens que se socorrem de técnicas de sedimentação:

- Aparelhos que utilizam métodos de acumulação, nos quais a quantidade de material em sedimentação vai sendo medido volumetricamente (como os de Oden, 1915; van Veen, 1936, Emery, 1938 e Poole, 1957) ou gravimetricamente (como os de Doeglas, 1946; Plankeel, 1962; van Andel, 1964; Felix, 1969; Gibbs, 1972, 1974; Reed *et al*., 1975; Flemming, 1977 e Dias & Monteiro, 1978).
- Aparelhos que utilizam métodos de decréscimo de concentração, nos quais a concentração do material em queda é medido por pressão, por absorção de radiação luminosa ou de raios X, ou por outros métodos análogos (como os de Weigner, 1978; Bascomb, 1968; Crowther, 1927; Knapp, 1934; Appel, 1953, Brezina, 1969; Swift *et al*., 1971 e Nelsen, 1976).

Da análise do historial do método parece poder concluir-se que:

a) as aparelhagens baseadas em medidas volumétricas caíram em desuso, ao passo que os outros tipos de aparelhagens ampliaram a gama de aceitação;

b) as relações entre dimensionamento dos tubos de sedimentação, quantidade de amostra a utilizar, acurácia e precisão dos resultados são já bastante conhecidas, o que conduz a maior aceitação do método e, consequentemente, mais vasta adopção e utilização das técnicas envolvidas;

c) verifica-se tendência generalizada para a utilização intensiva do tratamento automático dos dados com aparelhagens electrónicas acopladas aos tubos de sedimentação.

b) Fundamentos Teóricos da Sedimentação

Uma partícula cai com velocidade uniforme (denominada velocidade terminal) no seio de um fluído quando as forças de impulsão e de atrito a que a partícula está sujeita igualam a força da gravidade. Para formas análogas, essa velocidade varia com as dimensões das partículas. A transformação do valor da velocidade terminal (ou velocidade de sedimentação como também é apelidada) no valor do diâmetro da partícula depende de múltiplos factores, nomeadamente do número de Reynolds, do atrito, do factor forma, das correntes de convecção induzidas no fluído, das interacções entre as partículas, das rugosidade da superfície das partículas, do efeito de parede, etc…

Apesar dos múltiplos trabalhos que, desde há mais de um século, têm sido efectuados com a finalidade de determinar as relações existentes entre a velocidade terminal e o diâmetro das partículas, bem como de compreender as relações existentes entre os muitos parâmetros físicos envolvidos na queda das partículas no seio de um fluído, não se conseguiu ainda obter, por via teórica, uma lei de queda geral que fosse inteiramente comprovada na prática, na gama de dimensões das partículas sedimentares, isto é, desde décimos de micra até centímetros. As duas leis teóricas fundamentais que traduzem a queda das partículas nas condições acima enunciadas são a Lei de Stokes, enunciada por este autor em 1854, e a Lei do Impacto, desenvolvida por Newton em 1687.

A Lei de Stokes baseia-se no princípio de que uma esfera, ao cair no seio de um fluído, está sujeita à actuação de duas forças de sinal contrário: a da resistência R_f, devida à viscosidade do fluído

$$R_f = 6 \pi r \eta v$$

e à força da gravidade

$$F_g = 4 \pi r^3 r_s g$$

cuja actuação é moderada pela impulsão, a qual é dada pelo princípio de Arquimedes

$$I = 4/3 \pi r^3 r_f g$$

Assumindo que a velocidade inicial da esfera é nula, só se verifica movimento quando a força gravitacional efectiva (F_g-I) supera a resistência R_f. A partícula estará, então, sujeita a movimento acelerado, até que a sua velocidade induz no fluído uma resistência que iguala exactamente a força gravitacional efectiva. A esfera entrará então em velocidade de queda constante (dita velocidade terminal).

Nas condições acima referidas, a equação que traduz o movimento pode ser expressa como

$$6 r \eta v = \frac{4}{3} r^3 \pi (\rho_s - \rho_f) g$$

sendo η o coeficiente de viscosidade do fluído, em poises (g/s.cm), r o raio da esfera em centímetros, v a velocidade terminal (cm/s), g a aceleração da gravidade (g/cm), ρ_s a densidade da esfera (g/cm), e ρ_f a densidade do fluido

(g/cm). Resolvendo a equação em ordem a v, obtêm-se a expressão clássica da Lei de Stokes:

$$v = \frac{2}{9} g \frac{(\rho_s - \rho_f)}{\eta} r^2$$

Os limites de validade da Lei de Stokes são controversos. Muitos autores tomam como limite superior de validade o diâmetro 2,7ø (= 153,9μ), embora Blanchard (1967) tenha chegado experimentalmente a valor bastante menor.

Segundo este investigador , a Lei de Stokes é apenas válida para condições em que o Número de Reynolds Re ($Re = 2\ r\ v\ r_f / \nu$) é inferior a 0,02 ou seja, para esferas de quartzo, com diâmetro inferior a 25μ (~ 5,3Ø), sedimentando em água.

Para partículas maiores, a resistência devida à viscosidade do fluído é pequena, podendo ser desprezada. A resistência será então devida ao impacto do líquido na esfera em queda, isto é, a queda da partícula obedecerá à Lei do Impacto de Newton:

$$v = \sqrt{\frac{4}{3} g \frac{(\rho_s - \rho_f)}{\rho_f} r}$$

As equações expressas não são comprovadas pela prática, principalmente no domínio granulométrico das areias (2mm a 62μ). Por essa razão têm sido aperfeiçoadas e adaptadas a diferentes circunstâncias por vários autores. Entre essas modificações ressalta a Equação de Rubey (1933) que combina as fórmulas das Leis de Stokes e do Impacto numa equação geral:

$$v = \frac{\sqrt{\frac{4}{3} g\ (\rho_s - \rho_f)\ r^3 + 9\eta^2} - 3\eta}{\rho_f\ r}$$

A equação foi testada com dados obtidos por via experimental, verificando-se coincidência aceitável entre estes e aquela. Todavia, as partículas utilizadas não eram esféricas. Existe, portanto, subvalorização dos valores das velocidades de sedimentação determinadas em relação aos que se verificariam caso se tratasse de esferas. Consequentemente, comparando valores obtidos posteriormente para esferas de densidade 2,65 com valores teóricos determinados com a Equação de Rubey, verifica-se que esta subvaloriza os resultados no domínio da Lei de Impacto.

A principal dificuldade do estabelecimento de uma lei geral de queda que seja válida para um domínio suficientemente lato de diâmetros de partículas consiste no facto de que a velocidade terminal depende do coeficiente de arraste C_D (*drag coefficient*) que, por sua vez, varia com o Número de Reynolds (R_e).

O conceito de arraste do fluído (*drag fluid*) baseia-se no reconhecimento de que, quando um fluído e um sólido apresentam movimento relativo, se desenvolvem forças que se opõem ao movimento, tendendo a restabelecer o equilíbrio. A equação de arraste (drag) pode ser expressa da forma seguinte (Fórmula 5).

$$F_D = C_D\ A\ \rho_f \frac{v^2}{2}$$

em que: F_D é a força de arraste que se opões ao movimento, CD é o coeficiente de arraste, A é a área do sólido projectada num plano normal ao movimento, r_f é a densidade do fluído e v a velocidade relativa sólido - fluído.

Explicitando CD, obtém-se a fórmula do coeficiente de arraste, concluindo-se que se trata de um coeficiente adimensional.

$$C_D = \frac{F_D}{\frac{1}{2} A\ \rho_f\ v^2}$$

Tirando da expressão precedente o valor da velocidade:

$$v = \sqrt{\frac{2\ F_D}{C_D\ A\ \rho_f}}$$

No caso de partículas sólidas em queda no seio de um fluído em repouso, pode afirmar-se que, quando a partícula entra em velocidade terminal, a força de arraste (*drag force*) iguala a força da gravidade, sendo, portanto, nula a resultante das forças que actuam o sólido. A partícula fica, por conseguinte, animada de movimento uniforme. Pode então escrever-se que:

$$v = \sqrt{\frac{2\ (\rho_s - \rho_f)\ g\ a_3\ d^3}{C_D\ \rho_f\ a_2\ d^2}}$$

representando a_3 um factor de volume que, no caso específico da esfera, equivalerá a p/6, e a_2 um factor de área projectada em plano ortogonal ao movimento que, no caso da esfera, será p/4.

Simplificando,

$$v = \sqrt{\frac{2\ (\rho_s - \rho_f)\ g\ a_3\ d}{C_D\ \rho_f\ a_2}}$$

obtém-se uma equação geral que traduz a velocidade terminal de qualquer partícula sólida, homogénea, em queda no seio de fluído estático, de dimensões infinitas.

No caso das partículas apresentarem forma esférica facilmente se verificará que

$$v = \sqrt{\frac{4}{3} \frac{(\rho_s - \rho_f)\ g\ d}{C_D\ \rho_f}}$$

O coeficiente de arraste no domínio da Lei de Stokes, domínio esse onde predominam as forças de viscosidade e o arraste é do tipo viscoso (ou seja, para Números de Reynolds inferiores a 0,1), é dado por:

$$C_D = \frac{24}{R_e}$$

expressão esta deduzida teoricamente (Allen, 1970) e verificada experimentalmente. Para valores de Re maiores, os efeitos da inércia predominam sobre os viscosos, e o arraste devido à forma apresenta importância progressivamente maior. À medida que o Número de Reynolds aumenta, decresce gradualmente o valor de CD. Para valores de Re entre 10^3 e 10^4 o valor de CD, para corpos esféricos, torna-se aproximadamente igual a L/2 e a velocidade terminal aproximadamente proporcional à raiz quadrada do diâmetro da esfera.

Os valores obtidos com as equações teóricas não são frequentemente corroborados pela prática. Efectivamente, a

lei teórica pressupõe a queda de partículas sólidas, convexas e homogéneas, num fluído estático também homogéneo, de dimensões infinitas e livre de quaisquer interferências. Como é óbvio, na aplicação prática do método, tais condições não se verificam. Certo é que, padronizando as condições laboratoriais, se podem aceitar como constantes determinados parâmetros físicos, o que permite reduzir o número de variáveis a calcular. Todavia, os parâmetros físicos padronizáveis são função dos objectivos, e diferentes, caso se pretendam determinar densidades de partículas esféricas, diâmetro de esferas isoladas ou granulometrias de sedimentos.

No método da granulometria por sedimentação pretende-se determinar o diâmetro equivalente das partículas partindo da velocidade terminal.

As dificuldades encontradas ao tentar aplicar a lei geral a casos concretos, bem como a não concordância dos resultados obtidos por via prática com os determinados por via teórica, conduziram à tentativa de estabelecimento de expressões baseadas em elementos teórico-práticos ou de equações puramente empíricas, válidas só para certos domínios, mas cujos resultados fossem corroborados pela prática. Várias foram as equações propostas durante o século XX. Contudo, por via de regra, mais não são do que aproximações, válidas para certos domínios de diâmetro e forma das partículas, mas incorrectas para outros.
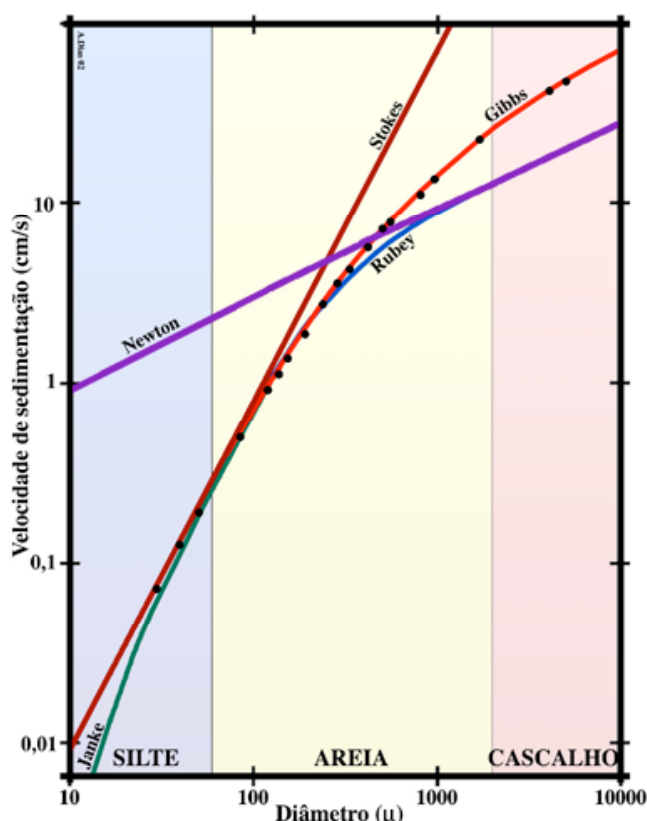
Fig. 17 Velocidade de sedimentação *versus* diâmetro de esferas com densidade 2,65. Os pontos negros correspondem aos valores observados por Gibbs *et al.* (1971). As linhas coloridas traduzem as equações de Stokes, de Newton (ou do Impacto), de Rubey, de Janke e de Gibbs et al. Adaptado de Gibbs et al. (1971).

Mais recentemente, Gibbs, Matthews & Link (1971) apresentaram uma boa aproximação da equação que traduz a queda das partículas em água, válida para partículas esféricas de 0,1 micra a 6 centímetros, a qual foi estabelecida empiricamente com base nas velocidades de sedimentação determinadas para 216 esferas de vidro de diferentes diâmetros

$$v = \frac{-3\eta + \sqrt{9\eta^2 + g\,r^2(\rho_s - \rho_f)(0{,}015476 + 0{,}19841\,r)}}{\rho_f\,(0{,}011607 + 0{,}14881\,r)}$$

explicitando o raio:

$$r = \frac{0{,}055804\,v^2\rho_f + \sqrt{0{,}003114\,v^4\rho_f^2 + [g(\rho_s - \rho_f)]\,(4{,}5\,\eta\,v + 0{,}08705\,v^2\rho_s)}}{(\rho_s - \rho_f)}$$

Para esferas com diâmetro inferior a 50m a equação de Gibbs, Matthews & Link revela resultados análogos aos da Lei de Stokes. Para esferas com diâmetros superiores a 5mm a expressão gráfica da equação é paralela à da Lei do Impacto de Newton, embora apresente valores sensivelmente maiores. O domínio entre 5mm e 50μ é uma zona de transição entre as duas rectas que traduzem as Leis de Stokes e Newton (fig. 17). Grande parte dos sedimentómetros utilizam a expressão de Gibbs, Matthews & Link (1971).

c) Conceito de Diâmetro Equivalente

Os sedimentos naturais não são constituídos por conjuntos de partículas esféricas e de igual densidade, pressupostos exigíveis para, utilizando quaisquer das equações expostas, determinar o diâmetro da partícula. Verifica-se então, a necessidade de introduzir o conceito de diâmetro de sedimentação de uma partícula, o qual se define como sendo o diâmetro da esfera com densidade e velocidade terminal idênticas à da partícula.

Para sistematização e comodidade de trabalho utiliza-se ainda o conceito de diâmetro equivalente de uma partícula (Oden, 1915; Waddel, 1934), o qual é igual ao diâmetro da partícula esférica, de densidade pré-estabelecida que, no mesmo fluído, atinge velocidade terminal idêntica à da partícula. Geralmente toma-se como densidade de referência a do quartzo (2,65).

Utilizando os conceitos acima introduzidos, está-se apto a analisar granulometricamente qualquer sedimento, exprimindo as velocidades de queda em diâmetros equivalentes. É necessário, no entanto, ter sempre presente que as classes e os parâmetros granulométricos são determinados com base em diâmetros equivalentes, distintos, como é obvio, dos diâmetros de peneiração tradicionalmente usados.

d) Velocidade Terminal e Início do Movimento

O método descrito baseia-se na medição do tempo de queda das partículas numa coluna de água, partindo do princípio de que a velocidade é constante. Porém, no instante t = 0 (introdução da amostra) a velocidade será $v \simeq 0$. As partículas apresentarão movimento acelerado até atingirem a velocidade terminal, momento a partir do qual entrarão em movimento uniforme. As velocidades determinadas praticamente, partindo do princípio de que a velocidade é

sempre constante, virão então afectadas de erro que subvalorizará o valor real.

Weysenhoff (1920) estudou o assunto em profundidade, tendo desenvolvido uma equação bastante complexa que permite o cálculo do tempo necessário para uma partícula esférica entrar em velocidade terminal. Tal intervalo de tempo, para esferas de diâmetro 0,05mm, por exemplo, é da ordem de 0,003 segundos. Calculando o erro introduzido nas velocidades determinadas praticamente, conclui-se que tal erro é desprezível, se o comprimento do trajecto de sedimentação for relativamente longo (maior do que um metro).

e) Sedimentómetros de Areias do tipo Gibbs

Os sedimentómetros de areias tipo Gibbs (fig. 18) são os mais divulgados. Os que existem (ou existiam) nos Serviços Geológicos de Portugal, no Instituto Hidrográfico e na Universidade do Algarve (CIACOMAR) são deste tipo.
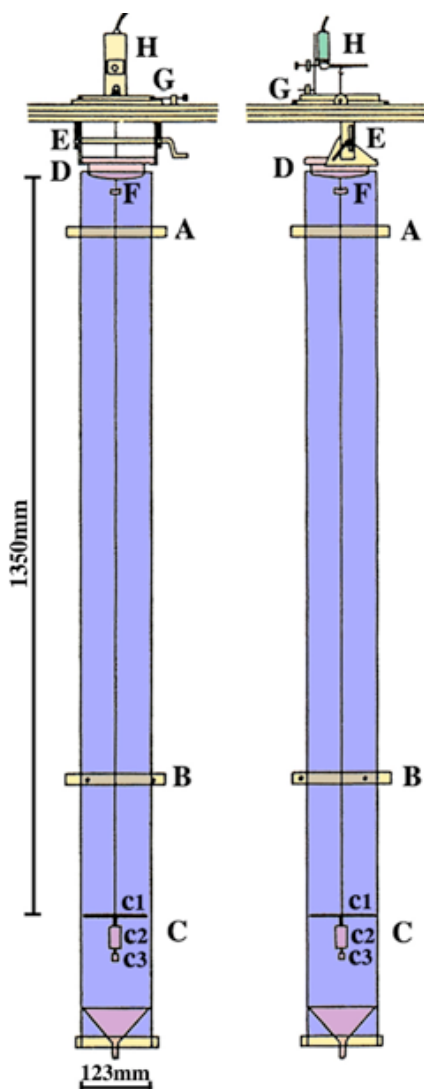
Fig. 18 Desenho esquemático do sedimentómetro (vistas frontal e lateral). A – Sistema cardan; B – Anel de fixação do tubo; C – Prato (c1), bóia (c2) e peso (c3); D – Porta-amostras; E – Sistema de descida do porta- amostras; F - Mira para centragem do fio de suporte; G – Sistema de centragem do fio; H – Célula de pressão, braço e contrapeso. Adaptado de Dias (1987).

São constituídos essencialmente por 3 partes:

- Tubo de sedimentação e acessórios
- Sistema de medição e amplificação
- Sistema de registo

A descrição que se segue corresponde ao sedimentómetro que existia nos Serviços Geológicos de Portugal, e é baseada em Dias & Monteiro (1978) e Dias (1987).

Tubo de Sedimentação

O tubo de sedimentação é constituído por cilindro oco, de vidro acrílico, com comprimento de 160 cm e diâmetro interno de 123 mm. A parte inferior é tapada por um funil ligado a tubo de borracha (munido de pinça de mola), por onde se efectua a drenagem do fluído e das areias utilizadas. O conjunto está suspenso de sistema Cardan, fixo na parte superior, cujo objectivo é manter a verticalidade do tubo.

Isolado do tubo propriamente dito, localizado em posição superior a este, existe o sistema de introdução da amostra. Fundamentalmente é composto pelo suporte do porta-amostras (duas calhas horizontais), pelo mecanismo de descida desse suporte (sistema da alavanca e cremalheiras) e pelo porta-amostras. Este é construído em vidro acrílico, compondo-se de base prismática quadrangular que vai apoiar no suporte supra-citado e de um cilindro de base ligeiramente convexa onde se distribui, por aderência, a amostra.

Também isolado do tubo principal e do mecanismo de introdução da amostra, existe o prato de recepção. Este tem diâmetro ligeiramente inferior ao do tubo (115 cm) e é composto pelo prato propriamente dito e por um sistema de bóia e peso (centrados com o eixo do prato e solidários com este) cuja função é o amortecimento das vibrações induzidas pelo impacto das partículas. O conjunto está suspenso de um dos ganchos do braço da célula de pressão por fio de aço inoxidável.

Existe ainda um mecanismo de centragem do fio que sustem o prato, formado por dois parafusos dispostos ortogonalmente que deslocam a placa onde está montada a célula, e por duas miras localizadas na parte superior do tubo. Este mecanismo permite deslocar o sistema até o fio estar perfeitamente centrado em relação ao tubo.

Sistema de Medição e Amplificação

É constituído por:

Célula de pressão

Braço da célula

Leitor (Readout)

A célula de pressão utilizada é uma "Universal Transducing Cell Statham", modelo UC2 (Green Cell), a qual permite medições de peso até 30g com a precisão de 0,01‰. Acoplado à célula existe o braço de precisão (Micro-Sale Acessory, modelo UL5) munido de três ganchos que conferem ao braço capacidade de amplificação de 2, 5 e 10 vezes.

A célula está ligada a um leitor (Readout) de precisão (Statham, modelo SC10), o qual tem por função excitar a célula e receber o sinal dela proveniente. Todo o sistema de medição e amplificação está isolado dos restantes sistemas por amortecedores de espuma de borracha.

Funcionamento

Embora a utilização do tubo de sedimentação não se limite à análise de partículas da classe textural areia, o longo tempo requerido para análise de siltes e argilas torna este sedimentómetro inapropriado para esse fim.

É necessário quartear em seguida a amostra até se obter quantidade tal que seja estatisticamente significativa mas que não seja de molde a falsear a curva interpretativa por interacção excessiva das partículas.

Este problema foi estudado por Gibbs (1972), que produziu um nomograma específico para o assunto (fig. 19).
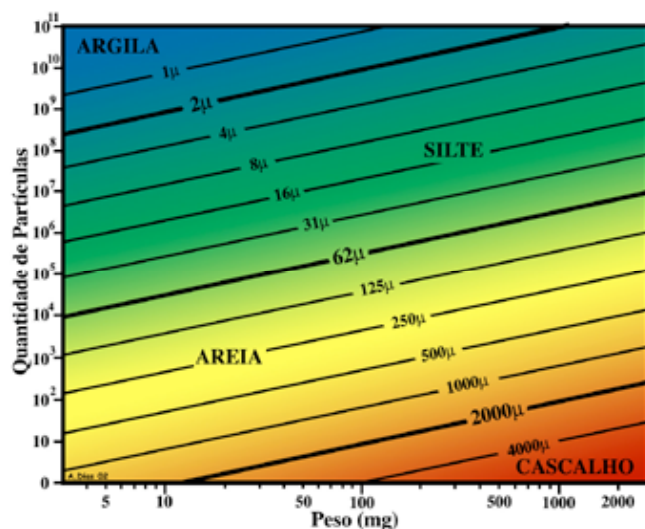
Fig. 19 - Nomograma para determinação prática do numero de partículas (d = 2,65) em função do peso. Adaptado de Gibbs (1972).

Pela razão invocada, a amostra é preliminarmente passada pelos peneiros de malha 2mm e 63µ, obtendo-se, deste modo, amostra constituída somente por partículas da classe areia.

Para esferas de 63µ de diâmetro, é suficiente uma amostra com 0,1g ($3x10^5$ esferas), mas para esferas com 2mm é necessário um peso mínimo de 1g (100 esferas) para que a amostra seja estatisticamente aceitável. Por outro lado, amostras com esferas de 63µ e mais de 1g de peso revelam elevada inacurácia devido à interacção das partículas ao sedimentarem. Com base nestas considerações, adoptaram-se os pesos seguintes para as amostras:

Areia grosseira................................ 1,3g a 1,7g

Areia media .... 0,8g a 1,3g

Areia fina .... 0,3g a 0,8g

Utilizando amostras com estes pesos, e atendendo ao diâmetro do tubo e à altura da queda, é de esperar uma precisão média de cerca de 2%.

Quarteada a amostra até se atingir a quantidade requerida, é esta distribuída uniformemente na superfície inferior do porta-amostras e humedecida com líquido humidificante (água com um pouco de detergente ou Kodak Photoflo) até ficar aderente.

O porta-amostras é então invertido no suporte próprio do mecanismo de descida da amostra, ficando rigorosamente horizontal.

Quando a amostra toca na superfície do fluído que enche o tubo (água destilada desgaseificada) verifica-se diminuição da tensão superficial e as partículas entram em queda. Nesse exacto momento, um parafuso regulável, solidário com o mecanismo de descida, prime um micro-interruptor ligado ao sistema de aquisição automática de dados, iniciando-se deste modo o registo. A amostra vai então sedimentando no prato localizado a um distância de 135cm abaixo da superfície da água. O facto do prato ter diâmetro inferior ao do tubo evita que os grãos que caiem junto à face interna deste (afectados pelo "efeito de parede") se depositem no prato e sejam, consequentemente registados. As oscilações desenvolvidas pelo impacto dos grãos maiores no prato são parcialmente amortecidas pelo sistema de bóia e peso existente sob o prato propriamente dito.

À medida que a amostra vai sedimentando no prato, aumente a tensão exercida no braço da célula. Consequentemente (por sistema de alavanca), verifica-se uma maior pressão no pino da célula a qual, por sua vez, debita maior voltagem para o leitor (Readout). O sinal saído deste é amplificado e registado. Obtém-se, deste modo, a curva acumulativa do peso em função do tempo.

A existência de dois transdutores de temperatura, um na parte superior, outro na parte inferior do tubo, permitem a determinação da temperatura média do fluído aquando da sedimentação.

III.2.3. Granulometria de Finos

III.2.3.1. Problemática da Granulometria de Finos

A granulometria das classes texturais finas, isto é, do silte e da argila, é problemática. Efectivamente, levantam-se várias questões que, até ao momento, não foram, ainda, satisfatoriamente resolvidas, designadamente:

a) Como existe uma impossibilidade técnica de construir peneiros com as malhas adequadas às dimensões destas partículas, utilizam-se outros métodos granulométricos, geralmente baseados na velocidade de queda (também designada por velocidade de sedimentação ou velocidade terminal). Tal levanta muitos problemas quando se pretende estudar a distribuição granulométrica da totalidade do sedimento, pois que, nesse processo, se estão a misturar grandezas físicas distintas traduzidas nos diâmetros de peneiração (no que se refere às classes texturais grosseiras: cascalhos e areias) e nos diâmetros de sedimentação (deduzidos das velocidades de sedimentação, no que concerne às classes texturais finas: siltes e argilas). É evidente que, por via de regra, surgem inconsistências na zona da distribuição

granulométrica correspondente à junção dos dados provenientes dos dois métodos, principalmente no que se refere às areias muito finas e aos siltes grosseiros.

b) O deficiente conhecimento científico da Lei de Queda das partículas constitui grave problema suplementar. Efectivamente, se para as partículas mais finas a Lei de Stokes parece ser plenamente satisfatória, já quando se entra no domínio das partículas menos finas (siltes, principalmente os médios e grosseiros) começam a surgir desvios a esta lei, tanto maiores quanto maior for o diâmetro da partícula. A utilização da Lei de Stokes a todo o domínio da argila e do silte introduz erros não quantificáveis até ao momento.

c) Na análise granulométrica dos finos utilizam-se geralmente diâmetros de sedimentação. Contudo, o diâmetro de sedimentação é uma grandeza física teórica que, na realidade, não é mensurável. Na sua determinação assume-se que as partículas são perfeitamente esféricas, que a superfície das partículas é completamente lisa e regular, e que todas têm a mesma densidade. Não existe nenhuma regra que permita, através da velocidade de sedimentação, determinar um diâmetro mensurável das partículas. Consequentemente, a distribuição que se obtém pelo método da sedimentação é uma distribuição hipotética.

Acresce que o próprio significado da granulometria das partículas finas é extremamente questionável. Com efeito, em meios naturais, as partículas destas dimensões, principalmente as da classe textural argila, sofrem frequentes processos de aglutinação, floculação, dispersão, etc. Ao realizar-se a análise granulométrica tenta-se determinar a distribuição dos diâmetros das partículas individuais. Como, na Natureza, estas estão em estados de agregação variáveis, não existe correspondência entre o que se determina em laboratório e o que existe na realidade.

III.2.3.2. Influência do Dispersante

Como se referiu, a análise granulométrica de finos é efectuada, normalmente, após dispersão da amostra de sedimento, isto é, com as partículas individualizadas. Embora existam vários dispersantes disponíveis no mercado, os mais utilizados são o Hexametafosfato de Sódio e o Calgon, em soluções da ordem de 0,5%.

As distribuições granulométricas são normalmente bastante diferentes consoante o material está ou não disperso. A influência do dispersante pode ser responsável por modificações de apenas algumas unidades percentuais a mais de 20%.

O efeito aludido é bem visível na figura 20, onde se estão expressos os resultados de duas análises granulométricas da mesma amostra, sem e com dispersante. O dispersante provoca um significativo aumento da quantidade de partículas no domínio inferior a 20μ, com correspondente diminuição no domínio superior a este diâmetro de sedimentação. Tal deve-se, obviamente, ao facto de, sem dispersante, muitas das partículas mais pequenas estarem aglomeradas (aglutinadas ou floculadas), constituindo partículas de maiores dimensões.
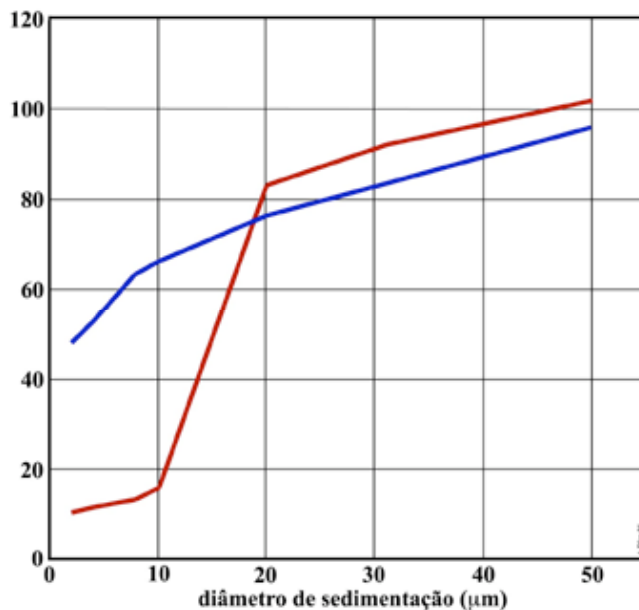
Fig. 20 - Comparação de duas análises granulométricas da mesma amostra efectuadas pelo método da pipetagem, sem utilização de dispersante (a vermelho), e após adição de dispersante. Adaptado de Skinner (2000).

Diferentes quantidades de dispersante provocam, também, em geral, pequenas alterações nos resultados, como se pode observar na figura 21, correspondentes a diferentes análises da mesma amostra, com percentagens diferentes de Calgon.

O aumento da concentração de dispersante provoca tendência para ampliação da percentagem de partículas mais finas. É de referir, porém, que excesso de dispersante tem, muitas vezes, efeito contrário, isto é, acaba por provocar aglutinação de partículas.
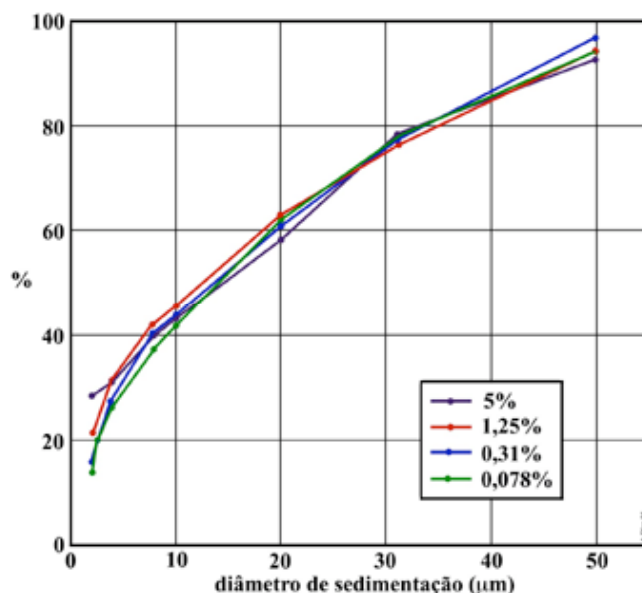
Fig. 21 - Efeito do acréscimo de dispersante (Calgon) na granulometria de sedimentos finos. Adaptado de Skinner (2000).

São vários os métodos classicamente empregues na determinação da granulometria das classes finas dos sedimentos. Alguns destes são referidos em seguida. É necessário ter em atenção, no entanto, que para cada método existe, em geral, grande variedade de equipamentos e de formas de aplicação.

III.2.3.3. Análise por Levigação

Na análise por levigação (fig. 22) separam-se, sucessivamente, as fracções mais finas da amostra, criando, para tal, correntes ascendentes. Normalmente utilizam-se séries de recipientes em que, em cada um, se deposita uma classe dimensional. A dimensão de cada recipiente e o fluxo hídrico têm que estar dimensionados por forma a efectivar-se a separação dimensional pretendida.
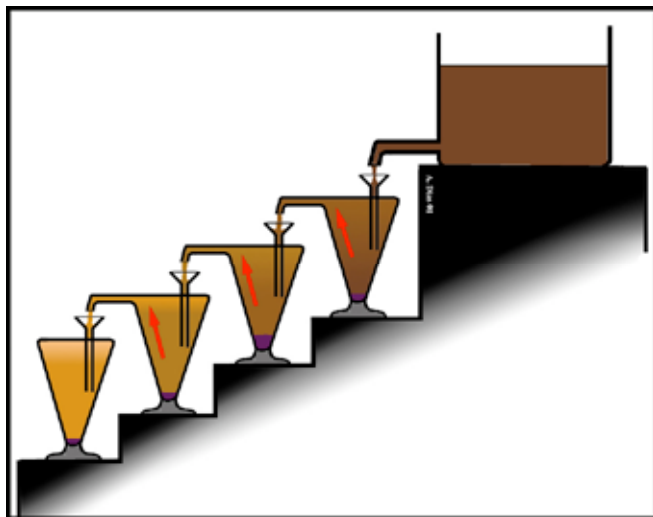
Fig. 22 - Aparelho de levigação de Schulze. Adaptado de Carvalho (1965).

III.2.3.4. Método da Pipetagem (Análise Descontínua por Sedimentação)

Neste método determina-se a quantidade de material fino existente em fracções dimensionais previamente estabelecidas, tirando proveito das velocidades de sedimentação de cada uma dessas fracções, delas retirando alíquotas por pipetagem.

A) Pré-Preparação da Amostra

Como procedimento normal, as classes finas sobre que se efectua a granulometria provém de uma separação prévia, utilizando peneiro de inox de 63μ (4ϕ) em via húmida, das classes grosseiras (cascalhos e areias) e das classes lutíticas (siltes e argilas). Com frequência, a quantidade de água com material fino resultante desta operação é grande, o que obriga a concentrar o material, isto é, reduzir a quantidade de água. Tal pode ser conseguido de várias formas. Dois dos métodos mais utilizados são a decantação, em que se deixa o material sedimentar até que a parte superior da água fique completamente transparente, procedendo então ao rejeito dessa água, e a utilização de velas porosas, isto é, de peças cerâmicas com porosidade desejavelmente inferior a 12ϕ (0,24μ), ligadas a um sistema de vácuo; a água é assim extraída sem perda significativa de partículas.

Há toda a conveniência em se efectuar a "lavagem" da amostra, isto é, em retirar, tanto quanto possível, sais solúveis aí presentes. Utiliza-se para tal, obviamente, água destilada. No entanto, esta acção aumenta bastante o volume hídrico, pelo que implica novas operações de concentração da amostra. Em casos em que a presença de sais é bastante elevada torna-se necessário proceder a repetidas operações de concentração da amostra.

B) Dispersão da Amostra

Antes de se efectuar a granulometria, a amostra é sujeita a dispersão e estabilização, com o objectivo de desaglutinar e desagregar as partículas ao máximo, por forma a que, desejavelmente, se obtenha uma suspensão em que as partículas estejam todas individualizadas e se mantenham, durante a análise, neste estado. Utilizam-se, para tal, substâncias alcalinizantes, com propriedades tamponizantes (estabilizadoras do pH), e que se combinam com os catiões plurivalentes subsistentes à lavagem.

Dois dos produtos mais utilizados são o Hexametafosfato de Sódio e o Pirofosfato de Sódio. Em geral, para se obter uma suspensão dispersa e estabilizada, basta adicionar uma destas substâncias até se obter aproximadamente pH = 8. A amostra é vertida numa proveta de litro e, imediatamente antes da primeira colheita granulométrica, é agitada cuidadosamente até se ter a garantia que todas as partículas presentes se encontram em suspensão homogénea.

C) Pipetagem

Neste método determina-se a quantidade de material fino existente em fracções dimensionais previamente estabelecidas, tirando proveito das velocidades de sedimentação de cada uma dessas fracções, delas retirando alíquotas por pipetagem. Para tal, é necessário pipetar a alíquota a uma profundidade tal da proveta que garanta que, a esse nível, não existem já partículas maiores do que as da fracção pretendida, por já estarem em sedimentação a níveis mais profundos. Tal é conseguido aplicando a Lei de Stokes.

Na forma mais divulgada de aplicação deste método recorre-se a *Pipetas de Andreasen* (fig. 23).
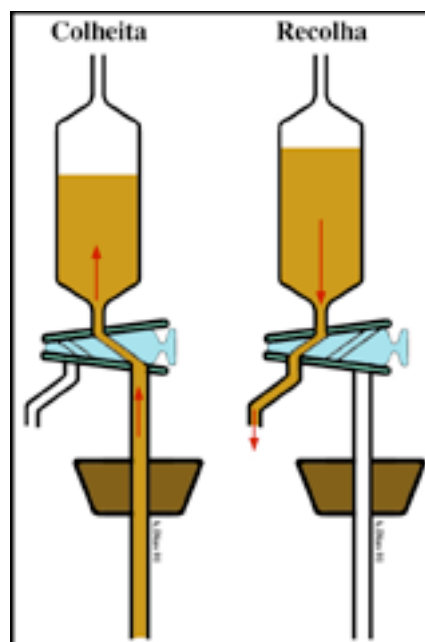
Fig. 23 - Esquema do funcionamento da pipeta de Andreasen

Tabela 5 - Tempos e profundidades de colheita para efectuar a granulometria de finos por pipetagem numa bateria de 6 provetas

h	m	s	Proveta 1	Proveta 2	Proveta 3	Proveta 4	Proveta 5	Proveta 6
0	-02	00	AGITAÇÃO					
0	00	00	4ϕ					
0	01	45	5ϕ					
0	07	00	6ϕ					
0	08	00	-	AGITAÇÃO				
0	10	00	-	4ϕ				
0	11	45	-	5ϕ				
0	17	00	-	6ϕ				
0	18	00	-	-	AGITAÇÃO			
0	20	00	-	-	4ϕ			
0	21	45	-	-	5ϕ			
0	27	00	-	-	6ϕ			
0	28	00	7ϕ	-	-			
0	33	00	-	-	-	AGITAÇÃO		
0	35	00	-	-	-	4ϕ		
0	36	45	-	-	-	5ϕ		
0	38	00	-	7ϕ	-	-		
0	42	00	-	-	-	6ϕ		
0	48	00	-	-	7ϕ	-		
1	03	00	-	-	-	7ϕ		
1	08	00	-	-	-	-	AGITAÇÃO	
1	10	11	-	-	-	-	4ϕ	
1	11	45	-	-	-	-	5ϕ	
1	17	00	-	-	-	-	6ϕ	
1	18	00	-	-	-	-	-	AGITAÇÃO
1	20	00	-	-	-	-	-	4ϕ
1	21	45	-	-	-	-	-	5ϕ
1	27	00	-	-	-	-	-	6ϕ
1	38	00	-	-	-	-	7ϕ	-
1	48	00	-	-	-	-	-	7f
1	50	00	8ϕ	-	-	-	-	-
2	00	00	-	8ϕ	-	-	-	-
2	10	00	-	-	8ϕ	-	-	-
2	25	00	-	-	-	8ϕ	-	-
3	00	00	-	-	-	-	8ϕ	-
3	10	00	-	-	-	-	-	8ϕ
7	28		9ϕ	-	-	-	-	-
7	38		-	9ϕ	-	-	-	-
7	48		-	-	9ϕ	-	-	-
8	03		-	-	-	9ϕ	-	-
8	38		-	-	-	-	9ϕ	-
8	48		-	-	-	-	-	9ϕ

Temperatura	16º C	20ºC	24ºC	28ºC	32ºC
Profundidade de colheita	8,0cm	9,5cm	10,0cm	11,0cm	12,0cm

Estas são constituídas por um recipiente superior, rigorosamente graduado (em geral aferido para recolhas de 10cm^3), ligado a uma rolha especial de vidro , com dois orifícios, os quais permitem a ligação do recipiente quer a um tubo de vidro mergulhado na proveta, quer ao tubo de saída. O tubo de vidro é mergulhado na proveta que contém o sedimento até que a extremidade se localize a uma profundidade pré-determinada, que é função das maiores dimensões da fracção granulométrica que se pretende amostrar. Nesta situação, procede-se á aspiração de uma alíquota com o volume desejado. Após a colheita, rodando a rolha especial, recolhe-se essa alíquota numa cápsula pré-pesada.

Fig. 24 - Bateria de pipetagem existente no CIACOMAR (Univ. Algarve).

Cada cápsula é posteriormente introduzida em estufa a baixa temperatura até completa evaporação da água e cuidadosamente pesada. A diferença de pesos entre a cápsula vazia (pré-pesada) e com material fornece directamente o peso dessa fracção granulométrica. Atendendo a que a análise completa é muito morosa, utilizam-se frequentemente baterias de provetas que permitem efectuar, em simultâneo, a análise granulométrica de várias amostras.

Como as características da água variam com a temperatura, as profundidades de colheita são, também, função da temperatura do fluido, pelo que a análise só deve ser efectuada quando essa temperatura está estabilizada, e deve-se garantir que a temperatura ambiente é invariante.

A alíquota colhida ao tempo t_0 contém partículas de todas as dimensões presentes na suspensão. A alíquota colhida ao tempo t_1 já não contém as partículas maiores (entre 4ϕ e 5ϕ se a pipetagem for de ϕ em ϕ) e, consequentemente, com maior velocidade de sedimentação, pois mesmo as que se encontravam junto à superfície já se deslocaram em direcção ao fundo localizando-se abaixo da profundidade de colheita. A diferença entre os dois pesos fornece o peso da fracção 5ϕ (isto é, com partículas entre 4ϕ a 5ϕ).

Raciocínio análogo para todas as colheitas efectuadas permite determinar a distribuição granulométrica completa.

Como o processo é bastante moroso quando se pretende realizar a análise completa até aos 9ϕ, havendo muitos períodos de espera, tenta-se frequentemente rentabilizar o analista executando simultaneamente a análise de várias amostras. Utilizam-se, para tal, baterias de várias provetas (fig. 24). A tabela seguinte exemplifica os tempos e as profundidades de colheita para efectuar a granulometria de finos, de ϕ em ϕ, por pipetagem numa bateria de 6 provetas.

Têm sido efectuadas várias criticas ao método da pipetagem. Entre outras referem-se as relacionadas com o efeito de parede (que afecta as partículas que sedimentam muito próximo das paredes da proveta), com as interferências provocadas por movimentos brownianos, com eventuais movimentos de convecção térmica, com a forma irregular das partículas, com a geração de eventuais mini-correntes de densidade, etc. É, no entanto, o método mais divulgado, apesar de ser moroso e muito trabalhoso. É certo que vários equipamentos electrónicos permitem, actualmente, efectuar a análise de finos com muita rapidez, mas, em geral, os dados obtidos não são directamente comparáveis com fornecidos por outros métodos.

III.2.3.5. Análise Contínua por Sedimentação

Neste método determinam-se os valores acumulados do peso em função do tempo. Apresentam a vantagem de permitir conhecer a variação de distribuição granulométrica de forma contínua, sem necessidade de considerar fracções granulométricas forçosamente alargadas (como no caso da pipetagem).

Existem várias variantes deste método, as quais utilizam, com frequência, princípios distintos. Algumas dessas variantes são:

a) Balanças de Sedimentação

Este tipo de equipamentos foi originalmente concebido por Oden, mas posteriormente foram desenvolvidos vários outros (como os de Johnson, de Doeglas e de Martin) que simplificaram e aumentaram a precisão do método. Basicamente, estes equipamentos têm um prato de balança (ou ligado a um sensor de pressão) mergulhado no recipiente que contém a amostra em suspensão, e sobre o qual a amostra vai sedimentando. O registo automático do aumento de peso em função do tempo permite conhecer directamente a curva cumulativa. No entanto, o que realmente é determinado, são as velocidades de queda, sendo necessário assumir conversões velocidade de queda - diâmetro das partículas para chegar à distribuição granulométrica.

O mais correcto (e com maior significado ambiental) seria trabalhar directamente com as velocidades de sedimentação. Todavia, a dificuldade em criar imagens mentais das partículas com base nas velocidades de sedimentação, bem como a vulgarização extrema das granulometrias baseadas em diâmetros, tem inibido a aceitação generalizada das propostas que têm sido efectuadas nesse sentido.

b) Vasos Comunicantes

Estes equipamentos baseiam-se no princípio seguinte: dois líquidos diferentes colocados em dois vasos comunicantes definem, em cada vaso, alturas inversamente proporcionais às suas densidades. Como a densidade de uma suspensão diminui à medida que as partículas vão sedimentando, se ligarmos um vaso com a amostra homogeneizada em comunicação com outro com um líquido de densidade conhecida, pode determinar-se a distribuição granulométrica analisando as variações contínuas das alturas dos líquidos nos vasos.

Entre os vários equipamentos deste tipo podem referir-se os de Wiegnar, de Zunker, de Kelly, de Oden e de Crowther.

c) Densímetros

Como a densidade da suspensão vai diminuindo continuamente à medida que as partículas vão sedimentando, o registo, pelo densímetro, dessa variação, em função do tempo, permite conhecer a distribuição granulométrica.

Entre os equipamentos deste tipo podem referir-se os de Bouyoucos e o de Mériaux.

d) Atenuação de Raios X

O equipamento denominado *SediGraph* (fig. 25), comercializado pela empresa Micromeritics, determina a granulometria dos sedimentos a partir da atenuação de um feixe de raios X que atravessa a amostra em suspensão. Tal como noutros métodos modernos, a análise é não destrutiva, e utiliza amostras bastante pequenas. A amostra é dispersa em 50ml de qualquer líquido que não absorva intensivamente os raios X (água destilada, glicóis, óleos minerais, álcoois, etc.).

Neste método, é determinada a intensidade de um feixe de raios X, estreito (menos de 0,2% da distancia de atravessamento), colimado horizontalmente, e que atravessa um meio líquido sem partículas em suspensão. Introduz-se, então, a amostra, em estado de suspensão homogénea no mesmo tipo de líquido em que foi efectuada a análise em branco. As partículas sólidas absorvem parte da energia dos raios X, sendo a intensidade do feixe determinado para estabelecer a escala de atenuação. Cessando a agitação da suspensão, as partículas começam a sedimentar, pelo que as partículas existentes na zona atravessada pelos raios X são, progressivamente, em menor quantidade e de menores dimensões. Consequentemente, existe menor absorção da energia do feixe, diminuindo progressivamente a atenuação. Na fase final, já não existem partículas na zona atravessada pelos raios X, pelo que a intensidade do feixe é análoga à medida inicialmente.

Fig. 25 - O SediGraph III 5120 da Micromeritics.

Como é evidente, o SediGraph determina a granulometria das partículas a partir das suas velocidades de sedimentação, aplicando a Lei de Stokes, o que é viabilizado pelo conhecimento da distância entre a zona atravessada pelos raios X e a superfície da mistura que contem a suspensão. A base deste método é, portanto, a mesma que é utilizada no método da pipetagem, com a diferença que, neste último, a análise é muito descontínua (em geral, de ϕ em ϕ), e no equipamento referenciado a análise é praticamente contínua.

O domínio de análise do SediGraph é entre 300μ e 0,1μ, sendo os resultados expressos em diâmetros equivalentes. Cada análise demora cerca de 20 minutos. Como é evidente, os resultados são directamente comparáveis com os obtidos pelo método da pipetagem (e outros que utilizem a velocidade de sedimentação e diâmetros equivalentes), sendo metodologicamente correcto reconstituir a distribuição granulométrica do sedimento quando a fracção grosseira foi analisada com um sedimentómetro de areias.

III.2.3.6. Outros métodos

a) Microscopia

Nesta técnica observam-se, directamente, as partículas, avaliando-se a sua dimensão através da sua imagem bidimensional. Tem a vantagem de, simultaneamente, se poder avaliar a forma das partículas e, eventualmente, deduzir a sua mineralogia. As medições podem ser efectuadas manualmente, ou automaticamente utilizando equipamento de processamento de imagem. Existe *software* dedicado que viabiliza a fácil determinação das dimensões, designadamente dos eixos maior e menor (fig. 26), bem como do diâmetro de Feret (comprimento do eixo que liga os pontos mais afastados do perímetro da partícula), do diâmetro de Martin (comprimento do eixo que divide a partícula em duas metades com áreas iguais), do diâmetro de Croften (diâmetro médio de eixos aleatórios), do diâmetro equivalente (diâmetro do círculo com a mesma área da partícula), etc.
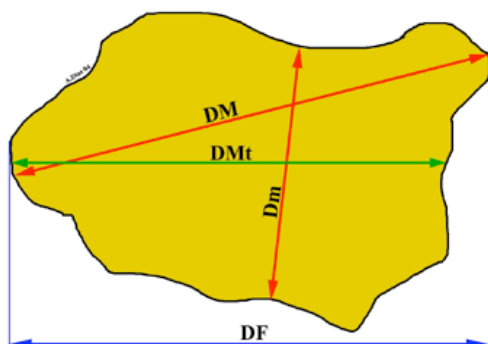
Fig. 26 - Alguns dos diâmetros que se podem definir na projecção bidimensional da partícula: DM – diâmetro maior; Dm – diâmetro menor, DMt – diâmetro de Martin; DF – diâmetro de Feret.

Tendo em atenção que, por exemplo, um grama de partículas com 10μ e densidade 2,5 corresponde a $769x10^6$ partículas, compreende-se que esta técnica de medição individual não tenha grande divulgação.

Neste método, as partículas encontram-se, de certa forma, orientadas, pois que tendem a dispor-se com o eixo maior horizontal. Assim, a imagem bidimensional de uma partícula esférica confunde-se com a de uma partícula em forma de palheta. A análise dos resultados permite concluir que as medições efectuadas em imagens bidimensionais obtidas ao microscópio conduzem a resultados que sobrevalorizam, pelo menos em 25%, os obtidos por outros métodos.

b) Coulter Counter

Este equipamento foi, originalmente, desenhado para efectuar a contagem de células do sangue segundo as suas dimensões (Coulter, 1957; Berg, 1958). A análise desenvolve-se rapidamente, carecendo apenas de pequenas quantidades de material.

Basicamente, este equipamento consiste num reservatório, em que se encontra o líquido com as partículas, no qual está parcialmente mergulhado um pequeno tubo, na parte inferior do qual existe um pequeno orifício de diâmetro conhecido (fig. 27). Criando um diferencial de pressão entre o interior e o exterior do tubo, gera-se um fluxo que obriga as partículas a passarem pelo orifício aludido. A existência de eléctrodos de platina (para não electrolisarem a solução), mergulhados no líquido, no interior e no exterior do tubo, geram uma corrente eléctrica que passa, com o fluido, pela abertura. Sempre que uma partícula passa pela abertura verifica-se uma perturbação da corrente eléctrica, isto é, um súbito aumento da resistência.

Embora os Coulter Counters (fig. 28) tenham sido concebidos para análises ao sangue, começaram, na década de 70, a ser utilizados na determinação da granulometria dos sedimentos (p.ex.: McCave and Jarvis, 1973).

Como os orifícios dos tubos deste tipo de equipamento apenas conseguem determinar partículas cujo diâmetro seja 2% a 40% do diâmetro do orifício, utilizam-se, para a granulometria, pelo menos dois orifícios cujas gamas de determinação de diâmetros se sobreponham parcialmente. Por exemplo, para efectuar a granulometria da fracção fina de um sedimento são necessários, pelo menos, dois orifícios, um com 200μ, que determina as partículas entre 64 μ e 8 μ, e outro com 30 μ, para as partículas entre 12 μ e 0,7 μ Como é evidente, os resultados das duas séries de detecções são matematicamente combinados para se obter a distribuição granulométrica completa da fracção fina do sedimento.
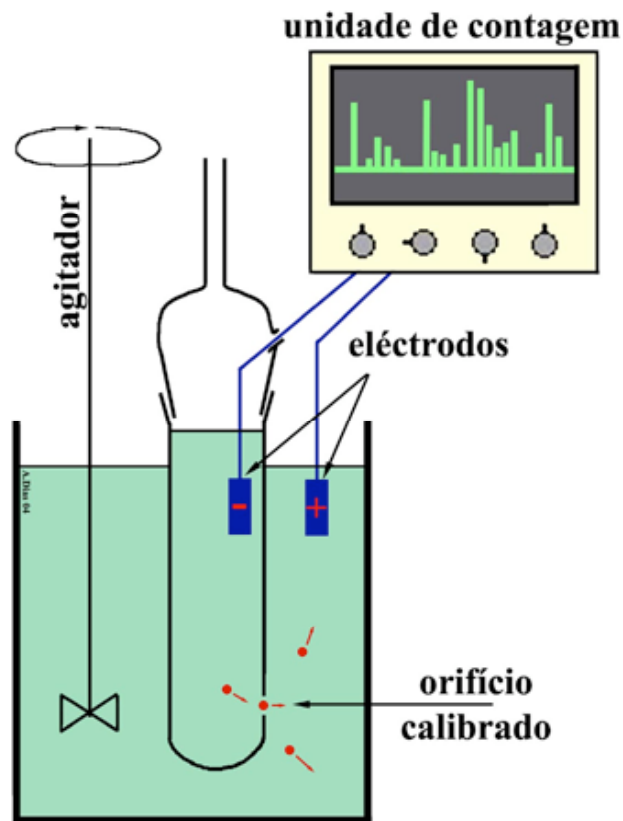
Fig. 27 - Esquema de funcionamento do Coulter Counter

Os Coulter Counters determinam uma propriedade das partículas que se pode assumir estar relacionada com o volume das partículas. Na realidade, as relações com o volume não são lineares. Esta falta de linearidade na resposta do equipamento é bem conhecida através das análises ao sangue, pois que os glóbulos vermelhos, que têm forma discoidal, apesar de terem dimensões bastante semelhantes, apresentam resistências eléctricas diferentes, consoante a posição que adquirem ao passar pelo orifício. Resposta parecida se obtém com os glóbulos brancos.

Fig. 28 - Um dos modelos de Coulter Counter

Assim, ao converter os resultados provenientes destes equipamentos em diâmetros (ou volumes), obtém-se uma distribuição que não é directamente comparável com quaisquer outros resultados obtidos por outros métodos.

Consequentemente, é metodologicamente errado misturar ou comparar dados obtidos com o Coulter Counter e com o método clássico da pipetagem (que, tendo como base as velocidades de sedimentação, trabalha com diâmetros equivalentes). De igual modo é, também, errado, estender a análise granulométrica para o domínio das areias, pois que a granulometria destas é efectuada ou por peneiração (determinando-se, assim, diâmetros de peneiração), ou por sedimentação (em que se determinam diâmetros equivalentes).

c) Difractometria Laser

Este método granulométrico, que mais correctamente se designa por LALLS – Low Angle Laser Light Scattering, baseia-se no princípio de que o ângulo de difracção é inversamente proporcional à dimensão da partícula. O equipamento deste tipo mais divulgado é o Malvern.

No funcionamento deste equipamento (fig. 29), um laser de He-Ne produz um feixe de luz monocromática com comprimento de onda λ=0,63µm, o qual ilumina um célula de medida onde se encontra o fluido com as partículas. A luz incidente é difractada pelas partículas, gerando-se um padrão de difracção estável, independente do movimento das partículas. Este padrão de difracção é focado, por uma lente focalizadora, para um detector fotoeléctrico constituído por um conjunto (16 ou 32) de detectores individuais de silicon foto-sensitivo. Produz-se, deste modo, um sinal proporcional à intensidade da luz incidente, o qual, após ser amplificado por um tubo fotomultiplicador, é transmitido a um computador que regista o padrão de difracção e realiza as integrações necessárias.
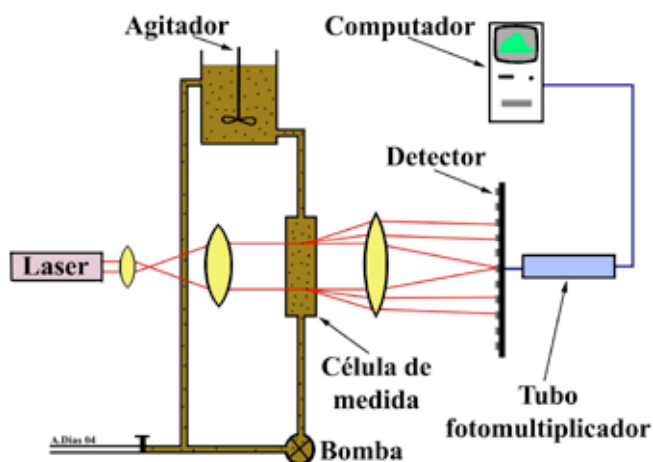
Fig. 29 - Esquema de funcionamento de um analisador por difracção laser.

Alguns equipamento modernos utilizam, na difracção, duas fontes para a difracção, com comprimentos de onda diferentes. Além do laser que emite luz coerente na banda do vermelho, outro, funcionando na banda do azul, e, consequentemente, com menor comprimento de onda, o que permite maior resolução no que se refere às partículas com dimensões inferiores a um micra.

Teoricamente, este tipo de aparelhagem determina o volume das partículas, daí se deduzindo o seu raio. Como, normalmente, as partículas não são esféricas e têm densidades diferentes, este diâmetro não pode ser directamente correlacionado com o diâmetro de sedimentação.

III.2. A Curva Granulométrica

III.2.1. Representações Gráficas

A visualização da distribuição granulométrica é muito importante na análise sedimentológica, pois que permite ter a noção imediata das características principais dessa distribuição. Existem várias formas de representação que, na realidade, correspondem a diferentes formas de "visualizar" as populações de partículas que constituem o sedimento.

III.2.1.1. Histograma

Os histogramas (fig. 30) são as formas mais simples e fáceis de representar as distribuições granulométricas. Os valores inferiores de ϕ (valores negativos, correspondentes às partículas maiores) devem estar representados à esquerda do diagrama. Em cada classe deve-se representar uma coluna proporcional à percentagem que essa classe granulométrica tem na amostra analisada, isto é, a percentagem ponderal dessa classe.
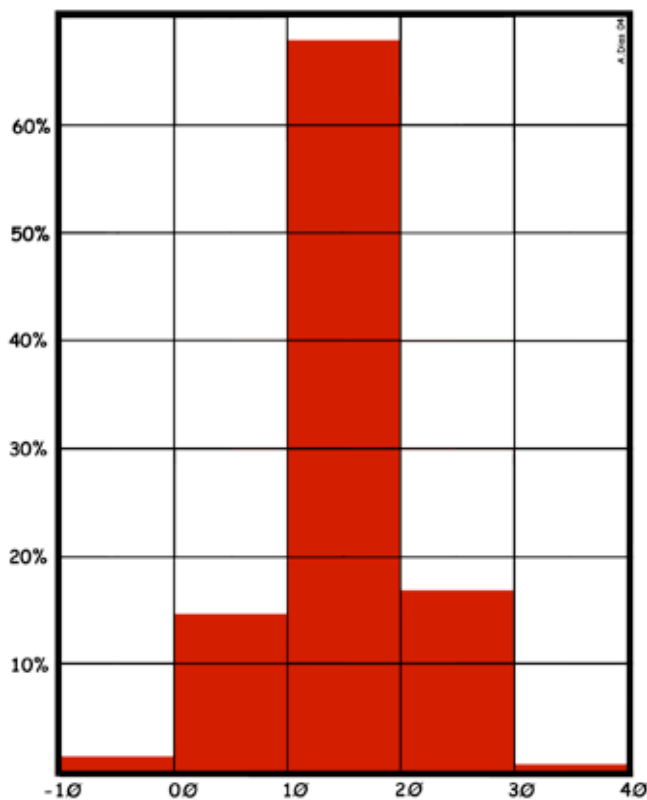
Fig. 30Exemplo de um histograma resultante da granulometria, de ϕ em ϕ, de uma amostra de sedimento

Através do histograma é fácil determinar as principais características do sedimento, designadamente qual é a classe granulométrica mais abundante, se a amostra é bem ou mal calibrada, se existem assimetrias entre as quantidades de partículas grosseiras e finas, etc.

No entanto, tem essencialmente valor pictórico. Um dos problemas em trabalhar com histogramas é o facto destes serem muito afectados pelo intervalo utilizado na determinação laboratorial da granulometria. Comparando as figuras 30 e 31 é fácil compreender o problemas referido.

Como é óbvio, o histograma corresponderá tanto mais à distribuição granulométrica real, quando menor for a amplitude das classes granulométricas.
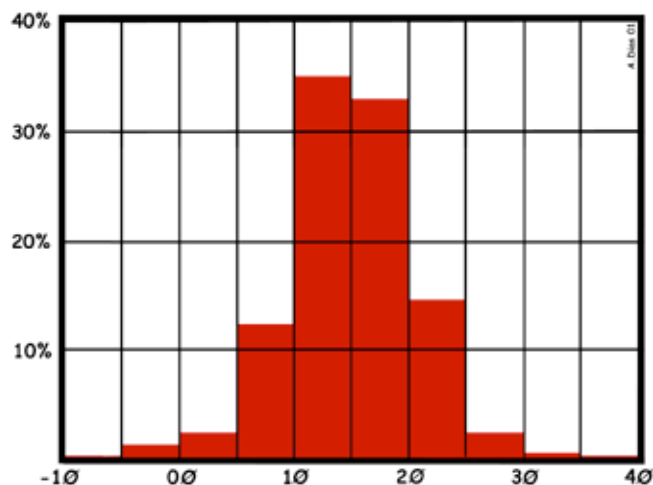
Fig. 31 - Histograma resultante da granulometria, de 1/2ϕ em 1/2ϕ, da mesma amostra representada na figura anterior.

Os histogramas são, também, muito afectados pelos limites escolhidos para as classes granulométricas. Tal é bem evidente quando se comparam os histogramas representados nas figuras 31 e 32, referentes a granulometrias da mesma amostra, em que a amplitude das classes granulométricas é a mesma (1/2ϕ), mas os limites das classes são diferentes.
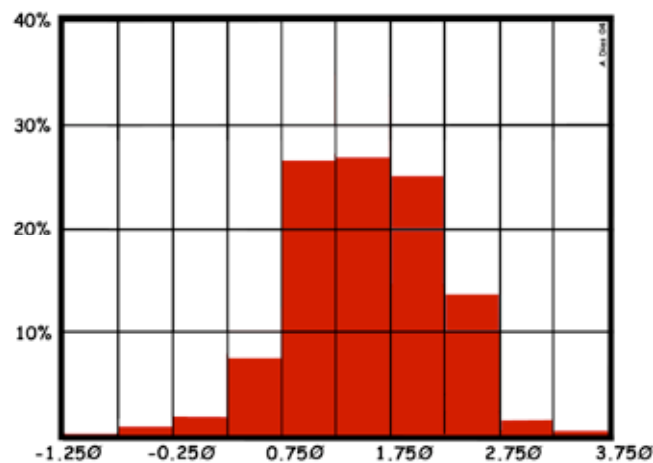
Fig. 32 - Histograma resultante da granulometria, de 1/2ϕ em 1/2ϕ, da mesma amostra representada na figura anterior, mas em que os limites das classes são diferentes.

Do exposto conclui-se que, como se referiu, os histogramas têm, essencialmente, valor pictórico.

III.2.1.2. Curva de Frequências

Na essência, a curva de frequências (fig. 33) corresponde à suavização do histograma e, como tal, tem, também, valor fundamentalmente pictórico. Cada ponto mediano de cada classe corresponde à frequência dessa classe na amostra (ou seja, é o mesmo que o comprimento de cada coluna do histograma). Todos os outros pontos da curva são provenientes de interpolação simples (efectuada directamente pelo operador ou, automaticamente, seguindo qualquer modelo de interpolação).

Esta curva, em geral, aproxima-se mais ou menos da forma de um sino, ou seja, da curva de distribuição normal ou gaussiana, Teoricamente, é gerada a partir do histograma aumentando até ao infinito o número de classes granulométricas, isto é, diminuindo a amplitude dessas classes até zero.
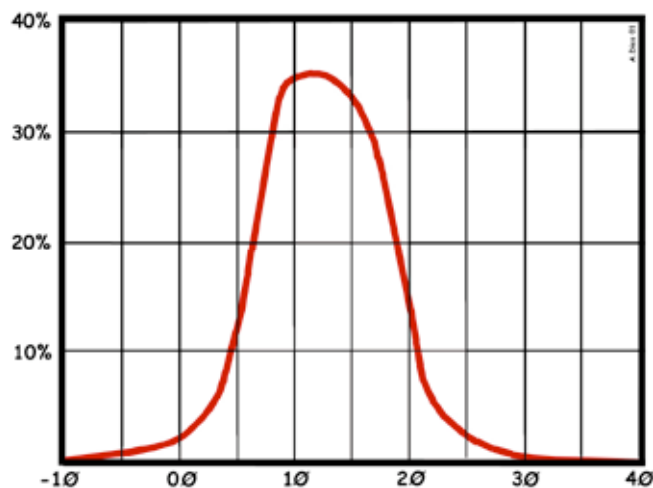
Fig. 33 - Curva de frequências correspondente ao histograma da figura anterior.

Matematicamente, corresponde à 1ª derivada da curva cumulativa, podendo (e devendo) ser obtida medindo, nesta, as inclinações das tangentes à curva em pontos igualmente espaçados. As técnicas para construção das curvas de frequência foram preconizadas por Krumbein e Pettijohn (1938, pp. 190-195), existindo soluções matemáticas, por exemplo, em Brotherhood e Griffiths (1947) e em Bush (1951). Obtida desta forma, a curva de frequências tem validade bastante maior, sendo, normalmente, bastante diferente da curva construída a partir do histograma.

Esta curva permite uma visualização mais fácil das características principais da curva granulométrica, embora não permita (ou não seja adequada) para a correcta quantificação dessas características.

III.2.1.3. Curva Cumulativa com ordenada aritmética

A curva cumulativa (fig. 34), é uma curva de frequências acumuladas e, como tal, talvez fosse mais correcto ser designada por curva acumulativa. Esta curva difere da curva de frequências porque cada ponto mediano de cada classe não representa simplesmente a frequência dessa classe, mas sim a soma das percentagem de todas as classes precedentes.

Esta é a razão principal porque os valores inferiores de ϕ (valores negativos) devem estar representados à esquerda do diagrama, pois que se tal não se verificar a comparação com outras curvas, que são, em geral, construídas desta forma, torna-se bastante difícil.

Assim, a curva cumulativa com ordenada aritmética inicia-se nos 0%, na parte esquerda do diagrama, e sobe progressivamente até aos 100%, no lado direito.
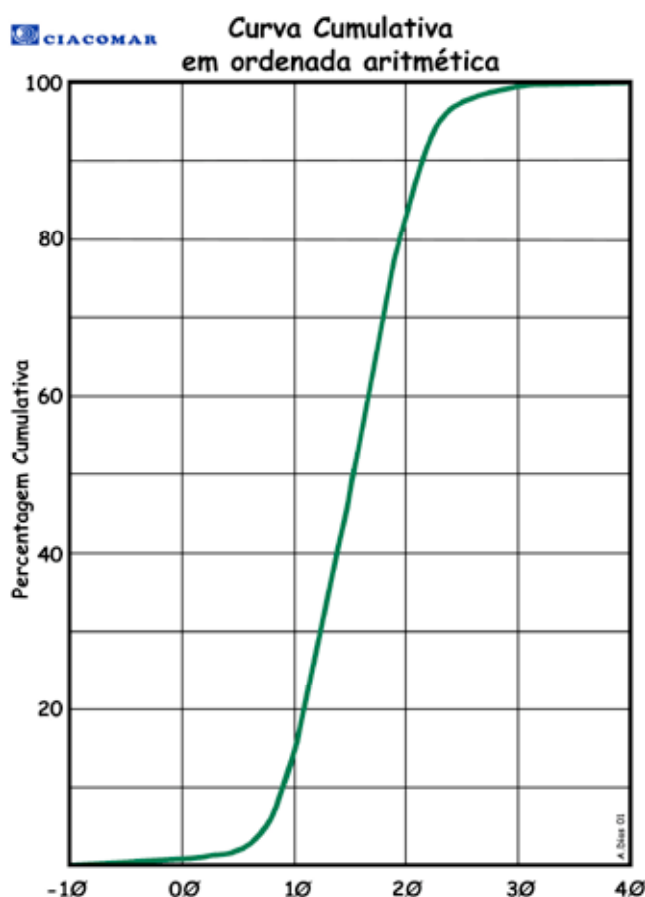
Fig. 34 - Exemplo de curva cumulativa utilizando ordenada aritmética.

Quando se representam os dados provenientes da granulometria neste tipo de representação obtém-se, normalmente, uma curva em S, que pode ser mais vertical ou mais suavizada, consoante o sedimento é mais bem ou mais mal calibrado.

III.2.1.4. Curva Cumulativa com ordenada de probabilidades

A escala de probabilidades é baseada na equação da distribuição normal (também denominada Gaussiana ou em Sino).

É uma escala aberta, isto é, nunca se atingem os 0% nem os 100%, e é simétrica relativamente aos 50%. As percentagens médias estão mais próximas umas das outras do que as percentagens extremas, isto é, em papel de probabilidades, a distância entre a linha dos 50% e a dos 60% (igual à a que existe entre os 50% e os 40%) é menor do que a existente entre os 60% e os 70% (igual à dos 30% e 40%), a qual, por sua vez, é menor do que a distância entre as linhas dos 70% e 80% (igual à dos 20% e 30%), e assim sucessivamente.

A parametrização da curva gaussiana pode ser expressa da seguinte forma:

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma}} \, e - (x - xm)^2 / 2\sigma^2$$

em que x é o ponto médio da classe granulométrica, xm é a média granulométrica da distribuição, e σ o desvio padrão.
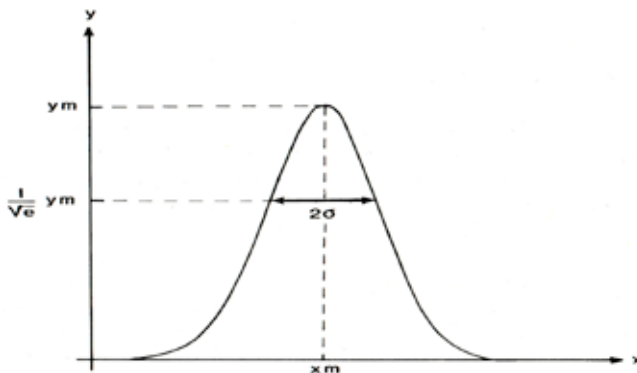
Fig. 35 - Parametrização da curva gaussiana.

A área sob a curva é expressa por:

$$A = \int_{-\infty}^{+\infty} g(x)dx = \sqrt{2\pi}\,\sigma\, ym$$

Determinando as percentagens de área desta curva e indicando-as no eixo das abcissas, obtém-se a escala de probabilidades (fig. 36).
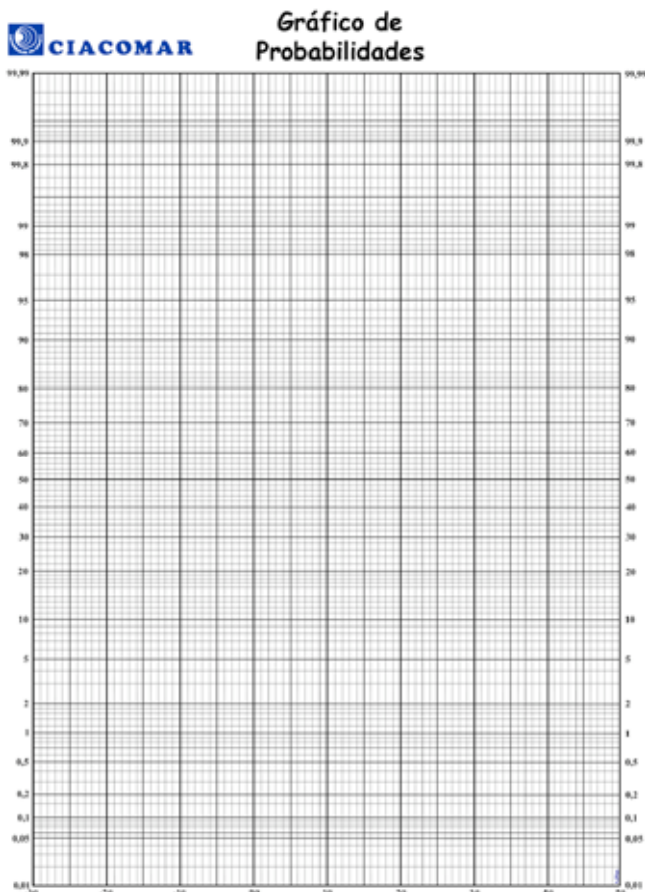
Fig. 36 Impresso preparado para construção da curva granulométrica cumulativa, com ordenada na escala de probabilidades, e abcissa na escala fi.

Como é evidente, como a curva gaussiana normal é simétrica relativamente ao seu ponto médio, sendo a área definida pela parte direita da curva igual à da parte esquerda, também a escala de probabilidades é simétrica.

A construção da curva cumulativa utilizando, na ordenada, a escala de probabilidades, tem várias vantagens em relação à representação em ordenada aritmética, designadamente:

- a curva normal corresponde a uma recta, servindo, consequentemente, de teste bastante fácil à normalidade da distribuição;
- a inclinação da recta depende da calibração, pelo que esta pode ser estimada facilmente: quanto maior a inclinação da recta, maior é a calibração;
- a interpolação subjacente para a determinação dos percentis é a forma mais adequada para determinar graficamente os parâmetros estatísticos da distribuição granulométrica;
- permite, com facilidade, identificar a existência de várias populações granulométricas distintas no sedimento (como acontece na figura 37, onde, na amostra representada, são identificáveis três populações distintas, cada uma correspondente a uma recta diferente).
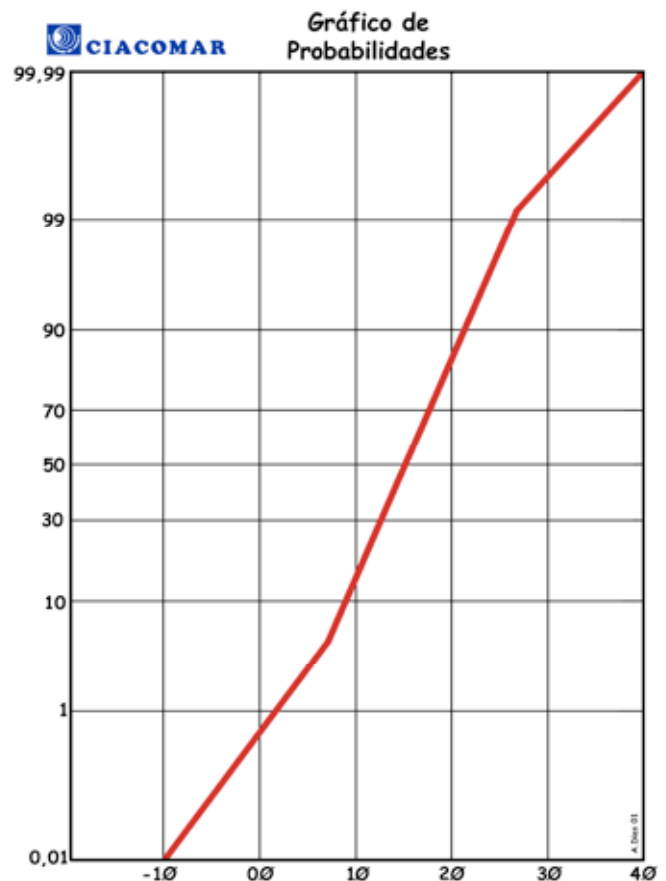
Fig. 37 - Exemplo de curva cumulativa utilizando ordenada de probabilidades.

As curvas cumulativas têm ainda a vantagem de, num mesmo gráfico, poderem ser representadas várias amostras, o que facilita a identificação de "famílias" de amostras, isto é, de amostras com características relativamente semelhantes

III.2.2. Medidas Descritivas

Ao longo do século XX foram propostas variadíssimas medidas descritivas da granulometria dos sedimentos. No entanto, como, com frequência, a curva de distribuição granulométrica se aproxima, mais ou menos, da curva normal (gaussiana ou em sino), desde cedo que se manifestou a tendência para descrever a curva granulométrica com base na comparação com a curva gaussiana.

Normalmente utilizam-se quatro tipos de medidas descritoras:

Por via de regra, estas propostas incluem

- medidas de tendência central (como a mediana, a média e a moda), que permitem saber se, em média, as partículas que constituem uma distribuição, são mais ou menos grosseiras do que as de outra distribuição; frequentemente, tal está relacionado com a intensidade do agente de transporte e/ou com os níveis energéticos do ambiente deposicional;
- medidas de dispersão ou de uniformidade (como a calibração), que expressam a maior ou menor concentração de partículas em torno da média; frequentemente, estas medidas traduzem a constância ou a irregularidade dos níveis energéticos;
- medidas de assimetria da curva, isto é, de enriquecimento da população granulométrica em finos ou em grosseiros, que provocam desvios relativamente à curva normal; estas medidas expressam o enriquecimento da distribuição granulométrica em partículas grosseiras ou em partículas finas;
- medidas de angulosidade da curva, isto é, de avaliação do comprimento das caudas da curva relativamente à curva normal; na realidade, traduzem a calibração das abas da curva relativamente à calibração da parte central dessa curva.

Estas medidas estatísticas (ou estatísticos) são normalmente referidos como parâmetros granulométricos.

III.2.2.1. Métodos Gráficos

Como se referiu, a semelhança das distribuições granulométricas com a curva normal permite que aquelas sejam descritas em termos de desvios relativamente à distribuição gaussiana. Tal como esta, as curvas granulométricas podem ser caracterizadas por estatísticos ou medidas derivadas dos momentos da curva.

Devido à morosidade e às dificuldades de cálculo dos momentos na época anterior à vulgarização dos computadores pessoais, desenvolveram-se vários métodos gráficos de determinação das medidas (estatísticos) descritoras da curva granulométrica, as quais constituem aproximações às medidas derivadas dos momentos estatísticos da curva normal. Com a vulgarização do cálculo automático, verificou-se tendência para a utilização mais intensiva do método dos momentos.

Existe a ideia errónea, mas generalizada, de que o método dos momentos é melhor e mais correcto do que o método gráfico. Tal não corresponde à realidade. Como é reconhecido por vários autores, apesar da elegância matemática do método dos momentos, os resultados não são melhores nem mais correctos. Correspondem a conceitos distintos, ambos válidos. O que não é lícito, nem válido, é comparar resultados obtidos por métodos distintos.

Ao utilizar métodos numéricos (como é o método dos momentos) é necessário ter alguns cuidados básicos, o que é principalmente relevante para os utilizadores não especializados na matéria. Efectivamente, é frequente, na determinação automática dos parâmetros granulométricos pelo método dos momentos, utilizarem-se programas informáticos de que se desconhecem as especificações, não se sabendo mesmo, na maior parte dos casos, se foram adequadamente testados. Por estas razões, é relativamente frequente, principalmente nos principiantes, utilizarem-se, de forma inconsciente, resultados errados. É um assunto que deve merecer particular atenção, pois que vários dos programas existentes contêm erros nas fórmulas dos cálculos granulométricos.

O método gráfico apresenta, também, algumas vantagens, pois que obriga a uma inspecção visual da curva granulométrica, o que facilita não só a detecção de eventuais erros mas, principalmente, propicia ao investigador um maior conhecimento das particularidades da curva, designadamente no que se refere à possível existência de várias populações log-normais, etc. Esta vantagem foi muito bem caracterizada pelo sedimentólogo norte-americano Robert L. Folk que, no seu artigos publicado em 1966, incluiu uma frase que, adaptada e modernizada, se pode expressar como: “nenhum conjunto de parâmetros pode descrever adequadamente todas as propriedades da distribuição granulométrica, tal como nenhum antropólogo consegue descrever, de forma adequada, apenas com quatro medidas, a modelo Claudia Schiffer”.

Por outro lado, o método dos momentos apresenta grandes vantagens, principalmente para o investigador especializado, até porque permite a determinação muito rápida dos parâmetros granulométricos e, considerando que os resultados se encontram já em formato digital, viabiliza a análise conjunta de grandes quantidades de amostras.

Normalmente, nos métodos gráficos, utilizam-se valores determinados na curva acumulativa, designados por quartis (valor ϕ correspondente a 25% e a 75% da distribuição granulométrica, designados por $Q1\phi$ e $Q3\phi$) ou por percentis (valor ϕ correspondente a x% da distribuição, referenciados como ϕx).

Desde o início do século XX que houve a preocupação em definir parâmetros granulométricos que pudessem descrever eficazmente a distribuição granulométrica. Na maior parte, esses parâmetros têm, actualmente, apenas valor histórico. A sua análise permite, porém, compreender a evolução do

"pensamento sedimentológico" e dos conceitos granulométricos, bem como, em certa medida, entender as tendências actuais.

Desde início que a atenção dos sedimentólogos se concentrou nos quatro parâmetros básicos que podem descrever a curva granulométrica, isto é, a média, a calibração (*sorting*), a assimetria (*skewness*) e a angulosidade (*kurtosis*).

a) Mediana

No decurso da primeira metade do século XX várias foram as propostas de medidas gráficas de tendência central para serem utilizadas como aproximação à média granulométrica.

Uma das primeiras foi a mediana, proposta por Trask (1930), como sendo correspondente ao segundo quartil ou, utilizando a escala ϕ (posterior a esta proposta), definida como o percentil 50:

$$Md_\phi = \phi_{50}$$

Corresponde ao diâmero que divide a distribuição em duas metades com pesos iguais, uma constituída por partículas mais grosseiras (com diâmetros maiores), e outra por partículas mais finas (com diâmetros menores). O conceito, que é bastante diferente do da média granulométrica, ainda hoje é largamente utilizado.

A eficiência da mediana como descritor do diâmetro médio das populações granulométricas é baixa, excepto quando estas correspondem, rigorosamente, à curva gaussiana, em que a média e a mediana coincidem, o que é extremamente raro.

Este conceito de mediana (e respectiva formulação) viria a ser reutilizado por vários investigadores, nomeadamente por Inman, em 1954, que designou este parâmetro como Diâmetro ϕ Mediano ($Md\phi$).

b) Média

Otto, em 1939, propôs, como medida de tendência central aproximativa à média granulométrica, uma formulação que, expressa em termos de ϕs, pode ser expressa como

$$M_\phi = \frac{\phi_{84} + \phi_{16}}{2}$$

e que, mais tarde, viria a ser adoptada na proposta efectuada por Inman, em 1952, que designou como Diâmetro ϕ Médio ($M\phi$).

A escolha destes percentis baseia-se no facto de, na curva de frequência normal (gaussiana), 68% da população ocorrer entre a média mais um desvio padrão e a média menos um desvio padrão. Tanto se pode considerar a média como a mediana, pois que estas medidas, na curva normal, são iguais. Consequentemente, na curva granulométrica representada na escala ϕ, a distância entre os percentis 16 e 84 (isto é, 50 - 68/2 e 50 + 68/2), representa a quantidade ponderal de partículas, na distribuição, cujos diâmetros estão compreendidos entre um desvio padrão para cada lado da média.

Porém, como é reconhecido por Folk, a fórmula aludida ignora o terço central da distribuição, pelo que Folk & Ward (1957) propuseram nova formulação, incluindo a mediana, referenciada como Média Gráfica (M_z):

$$Mz = \frac{\phi_{84} + \phi_{50} + \phi_{16}}{3}$$

Como é evidente, a estimativa da média é tanto mais eficaz quanto mais pontos da curva envolver (devendo estes ser simétricos relativamente a $\phi 50$), e quanto maior for a parte da distribuição considerada. Assim, no sentido de aumentar a eficiência deste tipo de aproximação gráfica, McCammon propôs, em 1962, duas novas formulações, correspondentes a

$$\frac{\phi 10 + \phi 30 + \phi 50 + \phi 70 + \phi 90}{5}$$

e a

$$\frac{\phi 5 + \phi 15 + \phi 25 \ldots + \phi 75 + \phi 85 + \phi 95}{10}$$

O problema com o tipo de raciocínio que conduziu a estas formulações é que o método gráfico de estimativa se torna cada vez mais trabalhoso e complexo. Perde-se, assim, a simplicidade que era uma das principais vantagens dos métodos gráficos comparativamente com os numéricos.

Comparando com a média de distribuições normais, determinada pelas formulações referidas, com o resultado obtido pelo método dos momentos, McCammon (1962) determinou os valores de eficiência expressos na tabela 4.

Tabela 4 - Eficiência de diferentes formas gráficas de determinar a média granulométrica (de distribuições normais), comparativamente ao resultado obtido pelo método dos momentos.

Autores	Formulações	Eficiência
Trask (1930)	$Md_\phi = \phi_{50}$	64%
Otto (1939) Inman (1952)	$M_\phi = \frac{\phi_{84} + \phi_{16}}{2}$	74%
Folk & Ward (1952)	$Mz = \frac{\phi_{84} + \phi_{50} + \phi_{16}}{3}$	88%
McCammon (1962)	$\frac{\phi 10 + \phi 30 + \phi 50 + \phi 70 + \phi 90}{5}$	93%
McCammon (1962)	$\frac{\phi 5 + \phi 15 + \phi 25 \ldots + \phi 75 + \phi 85 + \phi 95}{10}$	97%

c) Calibração

Provavelmente, a primeira medida aproximativa à calibração dos sedimentos foi efectuada por Udden, em 1914, que, para tal, utilizou as razões entre classes sucessivas do histograma e a amplitude total desse histograma.

Van Orstrand, em 1925, propôs a utilização do desvio padrão da distribuição, em milímetros, sugestão que viria a ser efectuada também por Hatch & Choate, em 1929, mas, neste caso, tendo como base uma escala geométrica e o valor Mm84/Mm75 como aproximação (cujo análogo ϕ se pode expressar como $\phi50$-$\phi16$). É de referir que esta medida só pode ser eficaz em curvas simétricas.

Trask (1930, 1932) sugeriu como aproximação à calibração a medida S_0 definida como

$$S_0 = \sqrt{\frac{Mm25}{Mm75}} = \sqrt{\frac{Q_1}{Q_3}}$$

isto é, a raiz quadrada do quociente entre o primeiro e o terceiro quartil, expressos em milímetros. Este (directamente ou através da adaptação efectuada por Krumbein) foi o descritor da calibração dos sedimentos mais utilizado até finais da década de 50.

Efectivamente, Krumbein, após ter definido a escala ϕ, em 1934, propôs o análogo ϕ da medida de calibração de Trask, que designou por desvio quartil ϕ, e formulou do seguinte modo:

$$QD_\phi = \frac{Q_3\phi - Q_1\phi}{2} = \frac{\phi75 - \phi25}{2}$$

Apesar da grande divulgação e aceitação, esta medida estima apenas a calibração da metade central da distribuição, ignorando as variações nos 50% laterais (25% der cada lado) da curva de distribuição, os quais, com frequência, são os sedimentologicamente mais significativas. Por essa razão, Folk, em 1966, aconselha vivamente o abandono imediato destas formulações.

Já a proposta de Otto (1939), que viria a ser recuperada por Inman (1952), é bastante mais razoável, pois que abrange a maior parte da distribuição (na curva normal, um desvio padrão para cada lado da média, isto é, 68% da distribuição):

$$\sigma_\phi = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{2}$$

Em 1954, Cadigan viria a propor uma formulação ainda mais abrangente, expressa por

$$\sigma_\phi = \frac{\phi_{98} - \phi_2}{4}$$

Folk & Ward, em 1957, propõem uma fórmula mais refinada, ponderando os 68% centrais da distribuição (dois desvios padrões) e os 90% centrais da mesma distribuição (3,3 desvios padrões), da seguinte forma,

$$\sigma_I = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6{,}6}$$
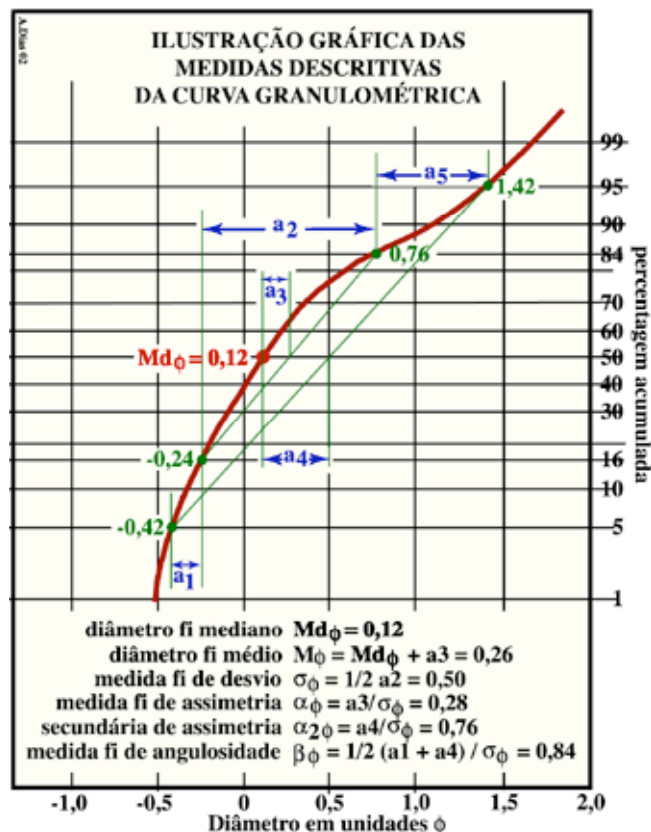
Fig. 38 - Ilustração gráfica das medidas descritivas da curva granulométrica, propostas por Inman (1952). Adaptado de Inman (1952)

Na tabela 5 indicam-se as classes de calibração propostas por Folk & Ward (1957) e os valores limites dessas classes. Nessa tabela indicam-se ainda, os limites posteriormente propostos por Friedman (1962).

Tabela 5 -Designações para os valores da calibração propostos por Folk & Ward (1957) e por Friedman (1962).

Designação	σ (em unidades ϕ)	
	Folk & Ward (1957)	Friedman (1962)
muito bem calibrado	< 0,35	< 0,35
bem calibrado	0,35 a 0,50	0,35 a 0,50
moderadamente bem calibrado	0,50 a 0,71	0,50 a 0,80
moderadamente calibrado	0,71 a 1,0	0,80 a 1,40
mal calibrado	1,0 a 2,0	1,40 a 2,00
muito mal calibrado	2,0 a 4,0	2,00 a 2,60
Extremamente mal calibrado	> 4,0	> 2,60

McCammon, em 1962, propõe um conjunto de duas fórmulas para expressar a calibração, incidindo sobre uma parte ainda maior da distribuição

$$\sigma = \frac{\phi_{85} + \phi_{95} - \phi_5 - \phi_{15}}{5{,}4}$$

$$\sigma = \frac{\phi_{70}+\phi_{80}+\phi_{90}+\phi_{97}-\phi_3-\phi_{10}-\phi_{20}-\phi_{30}}{9{,}1}$$

Na tabela 6 está indicada a eficiência de várias formulas de avaliação da calibração, tendo como base a calibração de distribuições normais.

Tabela 6 - Eficiência de diferentes formas gráficas de determinar a calibração (de distribuições normais), comparativamente ao resultado obtido pelo método dos momentos, segundo McCammon (1962).

Autores	Formulações	Eficiência
Otto (1939) e Inman (1952)	$\sigma_\phi = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{2}$	54%
Folk & Ward (1952)	$\sigma_I = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6}$	79%
McCammon (1962)	$\sigma = \frac{\phi_{85} + \phi_{95} - \phi_5 - \phi_{15}}{5,4}$	79%
	$\sigma = \frac{\phi_{70}+\phi_{80}+\phi_{90}+\phi_{97}-\phi_3-\phi_{10}-\phi_{20}-\phi_{30}}{9,1}$	87%

d) Calibração Relativa

Cedo se verificou que a calibração (ou desvio padrão) apresenta tendencialmente valores diferentes consoante as características granulométricas do sedimento. Tal foi verificado, entre muitos outros autores, por Krumbein & Pettijohn (1938) e Inman (1949).

Tal é perturbador porquanto, com frequência, a calibração é utilizada como indicador da maturidade textural do sedimento, isto é, considera-se que, quanto mais calibrado for o sedimento mais evoluído este é. Se a calibração não é independente da média granulométrica, tais tipos de raciocínio podem estar imbuídos de erros graves.

Foi Walger que, em 1962, demonstrou que existe, efectivamente, uma dependência da calibração relativamente à média (fig. 39).
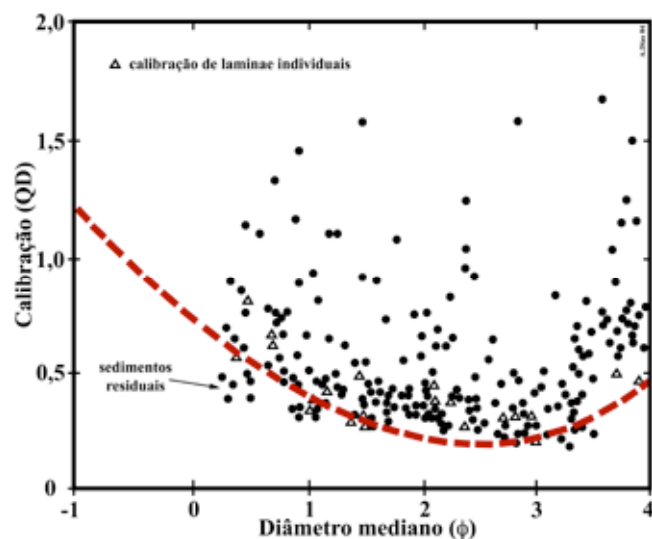
Fig. 39 - Calibração (QD) em função do diâmetro médio. A linha tracejada vermelha corresponde a QD=1, que foi definido como coeficiente de calibração elementar. Adaptado de Walger (1962).

Em termos genéricos, sedimentos com médias granulométricas entre 2 e 3ϕ são mais calibrados do que sedimentos mais grosseiros e mais finos. Baseado neste conhecimento, este autor definiu novo parâmetro, que denominou por calibração relativa (*relative sorting*), que mais não é do que a independentização empírica da calibração em relação à média, e que se expressa através da equação

$$QH = \frac{QD}{QDe}$$

em que QH é a calibração relativa, QD a calibração determinada com base no desvio padrão e QDe a calibração elementar, isto é, a relação empírica básica entre a calibração e a média.
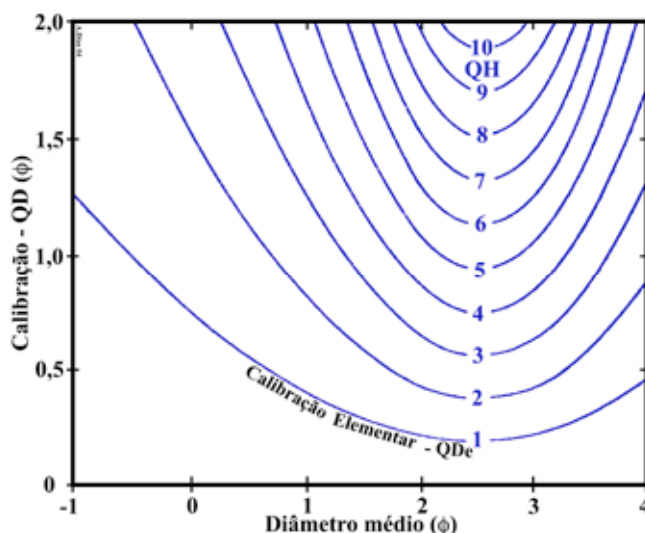
Fig. 40 - Relação entre a média, a calibração (QD) e a calibração relativa (QH). Adaptado de Fleming (1977).

O diagrama da figura 40 permite transformar facilmente os valores da calibração em calibração relativa, entrando com o valor da média granulométrica.

e) Assimetria (*skewness*)

Duas curvas de distribuição podem ter médias e calibrações análogas, mas terem formas bastante diferentes. É o que acontece, por exemplo, quando uma das curvas é simétrica e a outra é assimétrica (positiva ou negativamente). Portanto, a determinação da assimetria é um descritor importante da curva de distribuição.

Uma das primeiras propostas para determinação gráfica da assimetria deve-se a Trask (1932), o qual se baseou nos quartis da distribuiçãoa de

$$Sk = \frac{(Mm25)\,(Mm75)}{(Mm50)^2}$$

Posteriormente, Krumbein & Pettijohn (1938), também baseados nos quartis, desenvolveram nova aproximação, já baseada na escala ϕ, designada por assimetria quartil ϕ

$$Skq\phi = \frac{\phi_{25} + \phi_{75} - 2\phi_{50}}{2}$$

Na realidade, o que estas aproximações fazem é comparar o afastamento que o primeiro e o terceiro quartil têm da mediana. Na curva gaussiana, simétrica, os quartis estão, obviamente, igualmente afastados, pelo que o valor da assimetria é zero. Se a curva de distribuição é assimétrica estas formulações permitem detectar e quantificar o desvio da simetria. Todavia, como é reconhecido por Folk (1966), este método não é geometricamente independente da calibração, pelo que não é satisfatória.

Se a curva é normal, os valores da mediana e da média são coincidentes e, consequentemente, $\alpha\phi = 0$. Se a curva não o é, ou seja, se uma das caudas tem mais expressão do que a outra, o valor desta medida torna-se positivo se há enriquecimento em partículas finas (com diâmetros com maior valor ϕ), pois que o valor ϕ da média é maior do que o da mediana, ou negativo se esse enriquecimento é em partículas grosseiras, pois que, neste caso, o valor ϕ da média é menor do que o da mediana.

Foi este raciocínio que esteve na base do desenvolvimento da Medida ϕ de Assimetria ($\alpha\phi$), proposto por Inman, em 1952, expresso como:

$$\alpha_\phi = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{\phi_{84} - \phi_{16}} = \frac{M_\phi - Md_\phi}{\sigma_\phi}$$

Na realidade, o que se quantifica desta forma é o desvio existente entre a média e a mediana (que na curva normal são, como se referiu, coincidentes). Porém, caracterizando a assimetria apenas através deste desvio, o resultado é dependente da calibração (expresso pelo desvio padrão) da curva. No entanto, para permitir comparações objectivas entre amostras diferentes, este parâmetro deve ser independente da calibração. Na formulação de Inman (1952) tal é conseguido através da divisão pelo valor do desvio padrão.

Os limites matemáticos da assimetria são +1 e –1, embora, como é evidente, nunca sejam atingidos em sedimentos naturais.

Como se utilizam os percentis 16 e 84, quantifica-se, assim, a assimetria dos 68% centrais da curva de distribuição. Porém, muitas vezes, a assimetria reflecte-se, principalmente, nas partes extremas das abas da curva. Com frequência, essa assimetria é sedimentologicamente muito significativa. Por exemplo, um pequeno enriquecimento em partículas finas, que se pode expressar, mesmo, por uma pequena moda, localizada na parte extrema da aba direita da curva, pode significar a ocorrência de um período menos energético após um evento deposicional. A identificação deste facto é, normalmente, importante na interpretação ambiental. Todavia, o enriquecimento de partículas aludido, que provoca a assimetria da curva, pode não estar expresso nos dois terços centrais dessa curva de distribuição. Por consequência, é importante, também, analisar a assimetria nas regiões laterais, isto é, nas extremidades das abas da curva.

Na tentativa de permitir a identificação deste tipo de assimetria, Inman desenvolveu a Medida ϕSecundária de Assimetria ($\alpha 2\phi$):

$$\alpha_{2\phi} = \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{\phi_{84} - \phi_{16}} = \frac{(\phi_5 + \phi_{95})/2 - Md_\phi}{\sigma_\phi}$$

O significado destas duas medidas está graficamente ilustrado nas figuras 38 e 41.
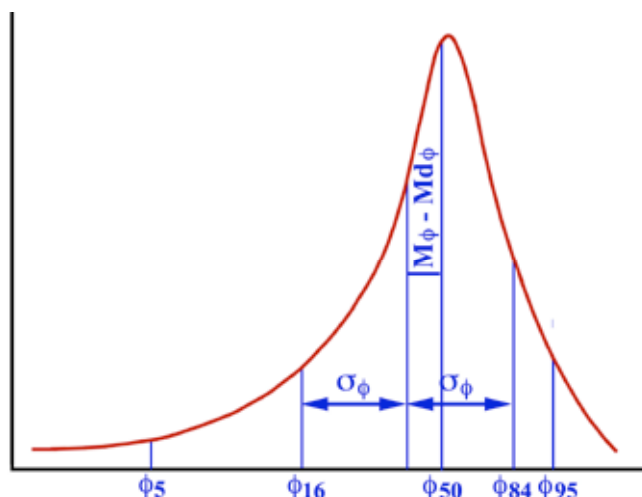
Fig. 41 Curva de distribuição assimétrica em que se identificaram os elementos utilizados na determinação da medida ϕ de assimetria (adaptado de Inman1952)

Em 1957, Folk & Ward, ao desenvolverem a sua proposta de parâmetros granulométricos, no que se refere à assimetria, combinaram o $\alpha\phi$ de Inman com medida análoga abrangendo as abas da curva

$$Sk_I = \frac{\phi_{84} - \phi_{16} + 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_{95} - \phi_5 - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$$

Como se pode concluir, esta fórmula pondera o valor da assimetria obtida utilizando os percentis 16 e 84 (ou seja, considerando apenas 68% da parte central da curva), com o da assimetria considerando os percentis 5 e 95 (isto é, 90% da curva). É, também, independente da calibração da amostra. Convém referir que o resultado é adimensional, não devendo, sequer, expressar-se o símbolo ϕ.

Folk propõe os limites e designações para os valores da assimetria expressos na tabela 7.

Tabela 7 - Designações para os valores da assimetria propostos por Folk (1957)

SK_I	Designação
+1,00 a +0,30	fortemente assimétrica no sentido dos finos
+0,30 a +0,10	assimétrica no sentido dos finos
+0,10 a –0,10	aproximadamente simétrica
-0,10 a –0,30	assimétrica no sentido dos grosseiros
-0,30 a –1,00	fortemente assimétrica no sentido dos grosseiros

f) Angulosidade (*kurtosis*)

As curvas de distribuição granulométrica podem ser mais achatadas ou mais proeminentes do que a curva normal. Esse tipo de desvio relativamente à curva normal é expresso pela angulosidade da curva.

Uma das formas de quantificar a angulosidade é através da comparação dos comprimentos das caudas da distribuição relativamente à parte central da curva.

Uma das primeiras propostas de quantificação foi expressa por Krumbein & Pettijohn, em1938, a qual resulta da adaptação à escala ϕ de formulações anteriores. A equação correspondente a essa proposta é:

$$K_{qa} = \frac{\phi_{75} - \phi_{25}}{2\,(\phi_{90} - \phi_{10})}$$

mas raramente foi utilizada.

Inman (1952) efectuou uma aproximação à angulosidade da curva mais precisa. Baseou-se na comparação entre o comprimento médio das caudas da curva expressas pelo distanciamento entre os pontos $\phi 5$ e $\phi 16$, e entre $\phi 84$ e $\phi 95$, e o desvio padrão, que traduz a largura da parte central da curva.

$$\beta_\phi = \frac{(\phi_{95} - \phi_5) - (\phi_{84} - \phi_{16})}{(\phi_{84} - \phi_{16})}$$

$$= \frac{(\phi_{16} - \phi_5)/2 - (\phi_{95} - \phi_{84})/2}{\sigma_\phi} = \frac{(\phi_{16} - \phi_5)/2 - \sigma_\phi}{\sigma_\phi}$$

Na curva normal esta razão tem o valor 0,65. Assim, se essa razão tem valor superior, tal significa que a curva tem abas mais compridas (comparativamente à parte central) e, portanto, é achatada relativamente à curva normal. Diz-se que é platicúrtica. De igual modo, se $\beta\phi$ é menor do que 0,65 a curva tem as abas curtas, sendo mais proeminente do que a curva normal. Designa-se, neste caso, como leptocúrtica.

A abordagem de Folk & Ward (1957) foi ligeiramente diferente. Na curva normal, representada em papel de probabilidades, o intervalo entre $\phi 5$ e $\phi 95$ é exactamente 2,44 vezes maior do que o existente entre $\phi 25$ e $\phi 75$. basta, portanto, determinar a razão entre esses intervalos para saber se a curva é platicúrtica ou leptocúrtica. Esta razão foi designada por estes autores como Angulosidade Gráfica (K_G), sendo traduzida pela equação

$$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2{,}44\,(\phi_{75} - \phi_{25})}$$

Utilizando esta equação, as curvas normais têm $K_G = 1{,}00$. As curvas leptocúrticas têm $K_G > 1{,}00$ e as platicúrticas $K_G < 1{,}00$. Utiliza-se, frequentemente, o termo mesocúrtico para designar as curvas próximas da curva normal.

Folk propôs, para os valores de K_G, as designações e limites explicitados na tabela 8:

Tabela 8 - Proposta de Folk (1968) para as designações de angulosidade da curva granulométrica, quando se aplica KG

KG	Designação
<0,67	Muito platicúrtico
0,67 a 0,90	Platicúrtico
0,90 a 1,11	Mesocúrtico
1,11 a 1,50	Leptocúrtico
1,50 a 3,00	Muito leptocúrtico
>3,00	Extremamente leptocúrtico

Tabela 9 - Formulações dos parâmetros granulométricos segundo as formulações de Inman (1952), Folk & Ward (1957) e do método dos momentos

	Inman (1952)	Folk & Ward (1957)	Método dos Momentos
Média	$M_\phi = \frac{\phi_{84} + \phi_{16}}{2}$	$M_z = \frac{\phi_{84} + \phi_{50} + \phi_{16}}{3}$	$\bar{x} = \frac{\Sigma f m\phi}{100}$
Calibração	$\sigma_\phi = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{2}$	$\sigma_I = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6{,}6}$	$\sigma = \sqrt[2]{\frac{\Sigma f (m\phi - \bar{x})^2}{100}}$
Assimetria	$\alpha_\phi = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{\phi_{84} - \phi_{16}}$ $\alpha_{2\phi} = \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{\phi_{84} - \phi_{16}}$	$Sk_I = \frac{\phi_{84} - \phi_{16} + 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_{95} - \phi_5 - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$	$\alpha_3 = 1/_{100}\ \sigma^{-3}\ \Sigma f (m\phi - x)$
Angulosidade	$\beta_\phi = \frac{(\phi_{95} - \phi_5) - (\phi_{84} - \phi_{16})}{(\phi_{84} - \phi_{16})}$	$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2{,}44\,(\phi_{75} - \phi_{25})}$	$\alpha_4 = 1/_{100}\ \sigma^{-4}\ \Sigma f (m\phi - x)^4$

III.2.2.2. Método Numérico (Momentos Estatísticos)

Em estatística, a curva de distribuição normal, também designada por Gaussiana é descrita em termos de momentos.

Os momentos estatísticos são definidos por analogia aos utilizados em Mecânica, na qual o momento de uma Força é determinado multiplicando a intensidade da Força pelo braço, isto é, a distância entre os pontos de aplicação e de rotação (fulcro).

Na curva normal aplicada à granulometria, a Força da Mecânica é substituída pela frequência de determinada classe, o ponto de aplicação é o ponto médio dessa classe e o ponto de rotação é um ponto arbitrário (normalmente a origem da curva).

a) Média

O momento da distribuição, em termos de momento por unidade de frequência (1%), é determinado através do somatório dos momentos de cada classe a dividir por 100, ou seja:
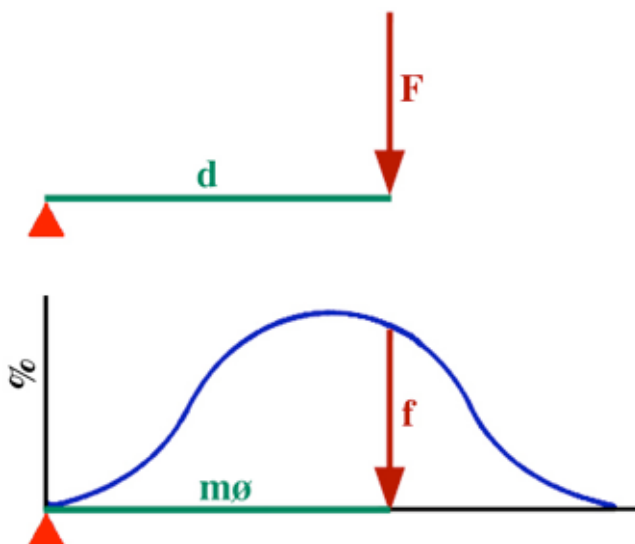
Fig. 42 - Analogia entre os momentos da mecânica e os momentos estatísticos

$$1^{\circ}\ \text{momento} = \frac{\Sigma\, f m\phi}{100}$$

onde ϕ é a frequência em termos de percentagem de cada fracção granulométrica e $m\phi$ o ponto médio de cada uma dessas fracções.

$$\bar{x} = \frac{\Sigma\, f m\phi}{100}$$

Como é evidente, este 1º momento corresponde à média.

b) Desvio Padrão

O 1º momento é determinado considerando como ponto fixo arbitrário (isto é, o fulcro da Mecânica) a origem da curva. Conhecendo, assim, a média da distribuição, pode calcular-se novamente o momento da distribuição (2º momento) utilizando agora como ponto fixo arbitrário a média. No entanto, se para o 1º momento as distâncias (ou seja $m\phi$) estavam elevadas à potência 1, neste 2º momento as distâncias serão elevadas à potência 2, ou seja,

$$2^{\circ}\ \text{momento} = \frac{\Sigma\, f\,(m\phi - \bar{x})^2}{100}$$

Este 2º momento traduz a dispersão relativamente á média, isto é, permite a determinação do desvio padrão. Para obter o valor numérico deste desvio padrão basta determinar a raiz quadrada do 2º momento:

$$\sigma = \sqrt[2]{\frac{\Sigma\, f\,(m\phi - \bar{x})^2}{100}}$$

Como é evidente, as distâncias entre os pontos de aplicação (pontos médios de cada fracção granulométrica) e o ponto fixo (média) serão positivas nas classes à direita da média e negativas do lado esquerdo. Como a curva normal é simétrica relativamente à média, o somatório das distâncias aludidas será nulo e, consequentemente, o desvio padrão será 0. Se a curva foge à normalidade, σ tornar-se-á positivo se esse agrupamento é menor do que na curva gaussiana, ou negativo no caso contrário.
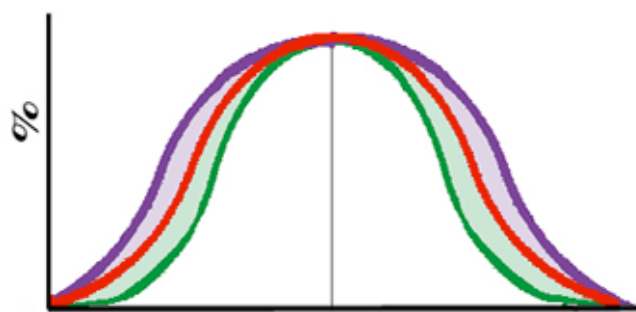
Fig. 43 - Comparação entre a curva normal (a vermelho) e curvas com desvios padrões negativo (a roxo), isto é, mal calibrada, e positivo (a verde), ou seja, mais bem calibrada do que a curva normal.

Como o desvio padrão fornece informação sobre o agrupamento das partículas em torno da média, dele se pode retirar uma imagem quantificada da calibração do sedimento.

c) Assimetria (*Skewness*)

O 3º momento, conhecido pela designação de Desvio Médio Cúbico, é determinado, por analogia com o 2º momento, através da expressão

$$3^{\circ}\ \text{momento} = \frac{\Sigma\, f\,(m\phi - \bar{x})^3}{100}$$

e traduz o conceito de desvio relativamente à simetria da curva. A medida da assimetria é calculado dividindo o Desvio Médio Cúbico (isto é, o 2º momento) pelo cubo do desvio padrão, ou seja:

$$\alpha_3 = {}^{1}/_{100}\ \ \sigma^{-3}\, \Sigma\, f\,(m\phi - x)^3$$

É evidente que, como as distâncias dos pontos médios de cada classe à média são positivos à direita da média e negativos à esquerda, o somatório será nulo na curva normal, pois que esta é simétrica.
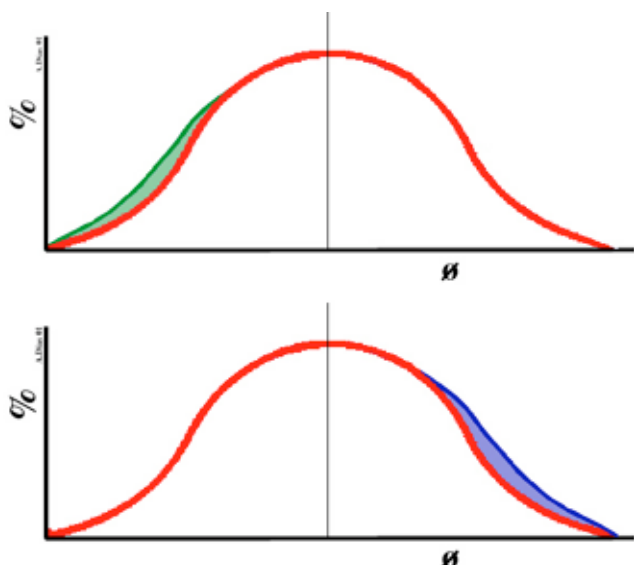
Fig. 44 - Comparação entre a curva normal (a vermelho) e curvas com assimetrias negativa (a verde), isto é, com enriquecimento em grosseiros, e positiva (a azul), em que esse enriquecimento é em finos.

Valores de $\alpha 3$ não nulos informam que a distribuição foge à normalidade. Se esse valor é negativo, tal reflecte um valor maior do somatório das distâncias à esquerda da média e, consequentemente, um enriquecimento em partículas grosseiras, principalmente nesse extremo da distribuição. Analogamente, se $\alpha 3>0$ existe enriquecimento em partículas finas.

d) Angulosidade (*Kurtosis*)

À semelhança dos momentos de ordem inferior, o 4º momento é calculado através da expressão:

$$4^{\circ}\ \text{momento} = \frac{\Sigma f\,(m\phi - \bar{x})^4}{100}$$

Este 4º momento está na base da determinação da angulosidade ($\alpha 4$) da curva, através da expressão:

$$\alpha_4 = {}^{1}/_{100}\ \sigma^{-4}\ \Sigma f\,(m\phi - x)^4$$

A curva normal tem angulosidade 3.
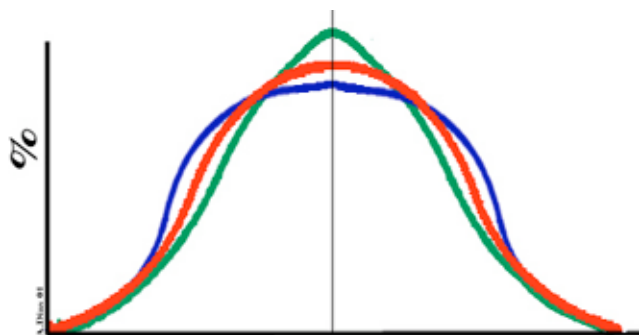
Fig. 45 - Comparação entre a curva normal (a vermelho) e curvas leptocúrtica (a verde), isto é, com angulosidade superior à da curva gaussiana, e platicúrtica (a azul), ou seja, em que a angulosidade é inferior à da curva normal.

Nota

Como já se referiu anteriormente, para descrever a curva granulométrica por analogia com a curva normal utilizam-se quer os momentos estatísticos, quer as medidas gráficas. Existe a ideia errónea mas generalizada de que o método dos momentos é melhor e mais correcto do que o método gráfico. Tal não corresponde à realidade. Como é reconhecido por vários autores, apesar da elegância matemática do método dos momentos, os resultados não são melhores nem mais correctos. Correspondem a conceitos distintos, ambos válidos. O que não é lícito e válido é comparar resultados obtidos por métodos distintos.

Em certa medida, o método gráfico apresenta algumas vantagens pois que obriga a uma inspecção visual da curva granulométrica, o que facilita não só a detecção de eventuais erros, mas principalmente propicia ao investigador um maior conhecimento das particularidades da curva, designadamente no que se refere à possível existência de várias populações log-normais, etc.

III.2.2.3. As Modas

É geralmente aceite que a distribuição das partículas de um sedimento em equilíbrio com o seu ambiente é aproximadamente log-normal. Utilizando uma escala granulométrica (como a escala ϕ), a distribuição apresenta-se, consequentemente, como normal. Os parâmetros granulométricos constituem, neste caso, descritores eficientes da distribuição.

Todavia, se a distribuição de partículas a que a curva de distribuição se refere for constituída por duas o mais sub-populações distintas, a distribuição granulométrica afasta-se da normalidade estatística e, logicamente, os parâmetros granulométricos passam a constituir descritores menos eficientes, ou mesmo ineficientes, dessa distribuição. Tal verifica-se com bastante frequência, designadamente em sedimentos antigos (que não estão em equilíbrio ambiental) e em sedimentos que estão a ser modificados pelos processos actuais.

Conclui-se, assim, e tal tem sido sobejamente verificado na prática, que os parâmetros granulométricos tradicionalmente utilizados como descritores da distribuição de partículas de um sedimento podem não descrever, e geralmente não descrevem, essa distribuição de forma suficientemente precisa para trabalhos de pormenor.

Na realidade, esta limitação tem sido constatada por numerosos autores desde há várias décadas, tendo mesmo levado Folk (1966) a afirmar que "*no 'overall' parameter or combination of them is adequate to reveal all the properties of a complex frequency distribution; the entire curve must be seen to be appreciated, just as no anthropologist can adequately caracterize a Brigitte Bardot by four measurements alone*".

Efectivamente, quando se determinam os parâmetros, parte-se do pressuposto que a distribuição granulométrica segue uma curva normal ou gaussiana, ou que esta pode servir de modelo para aquela. Os parâmetros determinados descrevem essa curva, o que eventualmente pode conduzir a

resultados espúrios. Ainda assim, estes parâmetros constituem auxiliar valioso, permitindo efectuar uma primeira aproximação ao conhecimento das características granulométricas dos sedimentos de uma região.
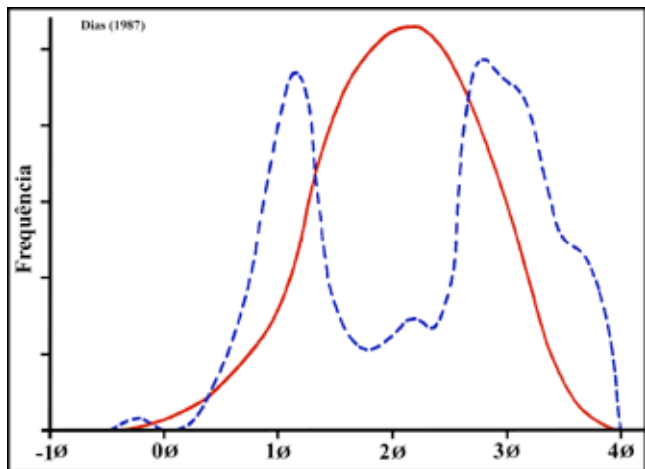
Fig. 46 - Frequentemente, as curvas de distribuição granulométrica dos sedimentos são muito diferentes da curva normal, pondo em causa a eficácia dos parâmetros granulométricos como descritores da distribuição, o que é bem exemplificado por esta figura em que está representada. (tracejado azul) a curva granulométrica da areia de uma amostra colhida a 160 metros de profundidade, ao largo do Porto, e a vermelho representou-se a curva sobre que são determinados os parâmetros granulométricos. Adaptado de Dias (1987).

Para trabalhos de pormenor, a análise modal conduz, por via de regra, a resultados mais fiáveis, e, essencialmente, mais significativos do ponto de vista da dinâmica sedimentar. Como é óbvio, a frequência (ou amplitude percentual) da moda é dependente do intervalo de análise.
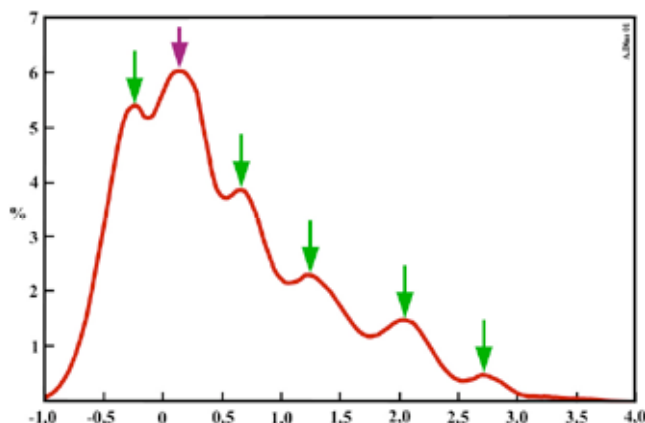
Fig. 47 - Curva de distribuição da areia de uma amostra da plataforma continental portuguesa setentrional, a NW de Aveiro. Granulometria efectuada por sedimentação. Amplitude das classes granulométricas: 0,05ϕ. A amostra representada é hexamodal.. Adaptado de Dias (1987).

A moda de uma distribuição granulométrica foi definida por Krumbein & Pettijohn, em 1938, como o diâmetro mais frequente dessa distribuição. Como tal, constitui medida de tendência central relevante, que pode ser (e geralmente é) diferente da média e da mediana, sendo com frequência mais significativa que estas quando se pretende efectuar a análise da dinâmica sedimentar. A moda pode também ser definida como o ponto de inflexão principal da curva de distribuição.

A moda assim definida é a moda principal da distribuição. Contudo, a distribuição granulométrica pode ter, além da moda principal, outras classes de diâmetros muito frequentes (mais frequentes do que as classes vizinhas), ou seja, a curva pode ter outros pontos de inflexão, definindo-se, assim, modas locais ou secundárias. Estas distribuições, com mais do que uma moda, são denominadas por polimodais, sendo vulgar aplicarem-se as designações de bimodais, trimodais, tetramodais, etc..

A detecção da polimodalidade de um sedimento depende, basicamente, de três factores:

- em primeiro lugar, como é óbvio, é necessário que a distribuição granulométrica seja constituída por mais de uma população elementar de partículas;
- em segundo lugar é necessário que essas componentes elementares representem proporção suficiente da distribuição total e que estejam suficientemente separadas umas das outras para que a detecção da polimodalidade seja exequível
- em terceiro lugar, e em íntima relação com o ponto anterior, é fundamental que se disponha de método granulométrico suficientemente preciso e discriminatório para detectar essa polimodalidade, o que quer dizer que, em última análise, a detecção da polimodalidade depende do método utilizado.

É óbvio que o estudo de uma curva granulométrica a partir de pontos dessa curva afastados, por exemplo, de 0,25ϕ (que normalmente é a amplitude mínima das classes de peneiração) possui menor aptidão para detectar e discriminar as modas do que o estudo da mesma curva efectuado por sedimentação, em que a amplitude das classes granulométricas é da ordem de 0,05ϕ ou menor.

A maior parte dos sedimentos das plataformas continentais são polimodais. Efectivamente, a actuação de processos variados contribui para essa característica dos sedimentos. Tal advém, também do facto de, com muita frequência, as partículas sedimentares que estão na plataforma terem "idades" no depositário diferenciadas.

Por exemplo, num depósito costeiro antigo, constituído quando o nível médio do mar estava mais baixo do que o actual, que posteriormente foi actuado por processos que lhe retiraram as partículas mais pequenas (p.ex.: areia muito fina a média) e que actualmente está a ser modificado pela introdução de partículas finas, não é de estranhar que nesse sedimento existam várias populações de partículas expressas na curva granulométrica por várias modas.

Na plataforma continental portuguesa, por exemplo, apenas 20% das amostras aí colhidas revelaram ser unimodais.

A análise modal tem-se revelado um método altamente eficiente na dedução da dinâmica sedimentar regional.
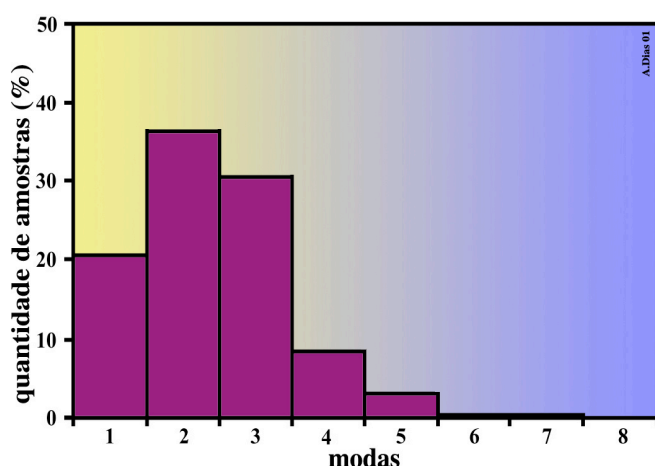
Fig. 48 - Histograma representativo da abundância percentual do número de modas presentes em amostras colhidas na plataforma continental portuguesa entre o canhão da Nazaré e o paralelo da foz do rio Minho. Adaptado de Dias (1987).

III.2.2.4. Populações granulométricas

a) Análise da curva cumulativa

Como se referiu, os parâmetros granulométricos tradicionalmente utilizados como descritores da distribuição de partículas de um sedimento podem não descrever, e geralmente não descrevem, essa distribuição de forma suficientemente precisa para trabalhos de pormenor.

Como foi referido também no ponto anterior, para trabalhos de pormenor a análise modal conduz, por via de regra, a resultados mais fiáveis, e, essencialmente, mais significativos do ponto de vista da dinâmica sedimentar. Todavia, embora este tipo de aproximação ao problema seja mais rigoroso que o da determinação dos parâmetros granulométricos, padece ainda de defeitos que podem conduzir a resultados pouco precisos.

Efectivamente, a análise dos pontos notáveis da curva, isto é, a análise modal permite, em grande parte, a identificação de populações (também designadas por sub-populações) individuais cuja adição resulta na distribuição granulométrica, mas carece de elevada de precisão devido ao efeito de "deriva" das modas e sua aglutinação.

Conclui-se, consequentemente, que as modas não reflectem exactamente a composição do sedimento por populações (também designadas por sub-populações) granulométricas elementares.

Os primeiros autores a explorar profundamente o assunto foram Hardling (1949), Cassie (1954) e Visher (1965, 1969). Sabe-se que uma curva normal quando representada graficamente utilizando como ordenada a escala de probabilidades, corresponde a uma recta. O mesmo se verifica quando um sedimento é constituído por uma população de partículas normal e a curva granulométrica é representada em papel de probabilidades.

No entanto, constata-se que a maioria das granulometrias de sedimentos (seja qual for o método granulométrico utilizado) não resulta numa recta utilizando a representação aludida. Normalmente definem-se duas ou mais rectas. Tal significa que o sedimento não é constituído por uma única população granulométrica log-normal, mas sim por várias.
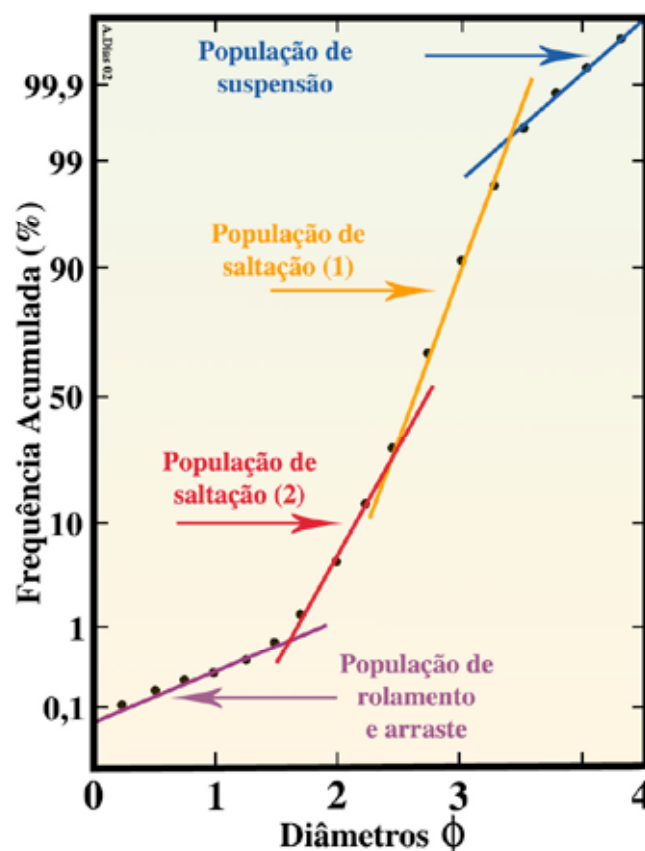
Fig. 49 - Curva cumulativa de areia de praia, em que se identificam quatro populações (rolamento, saltação (2) e suspensão. Adaptado de Visher (1969).

Analisando amostras de areia de praia, Visher (1969) concluiu que, tipicamente, as granulometrias das areias de praia correspondiam a quatro rectas, interpretadas pelo autor como correspondentes a diferentes processos de transporte.
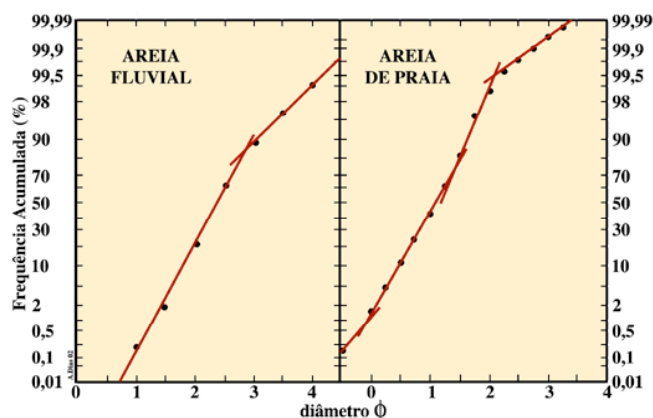
Fig. 50 - Curvas cumulativas de areias de rio e de praia, em que se identificam diferentes populações. Adaptado de Visher (1965, 1969).

Assim, as partículas transportadas em suspensão correspondem a uma população normal, identificando-se, também, uma população de rolamento e arraste, e duas de saltação (correspondentes ao espraio e refluxo da onda).

A aplicação deste método, relativamente simples, permite mesmo efectuar a distinção entre ambientes deposicionais distintos.

Exemplifica-se esta afirmação com dois casos apresentados por Visher (1965, 1969) referentes a uma areia fluvial e a uma areia de praia. O número de populações é distinto para cada um dos ambientes, bem como o pendor de cada recta (população). As rectas correspondentes às populações de saltação apresentam inclinações semelhantes e são as mais bem calibradas, o que reflecte a eficiência calibradora deste processo de transporte.

b) Análise da curva de distribuição

Outra forma de identificar as populações presentes na curva granulométrica é decompor esta nas suas curvas gaussianas elementares, tal como se expressa na figura.

Esta decomposição, que não era fácil de efectuar antes da vulgarização dos computadores pessoais e dos pacotes de programas matemáticos e estatísticos, faz-se actualmente de forma automática desde que se utilize o *software* adequado.
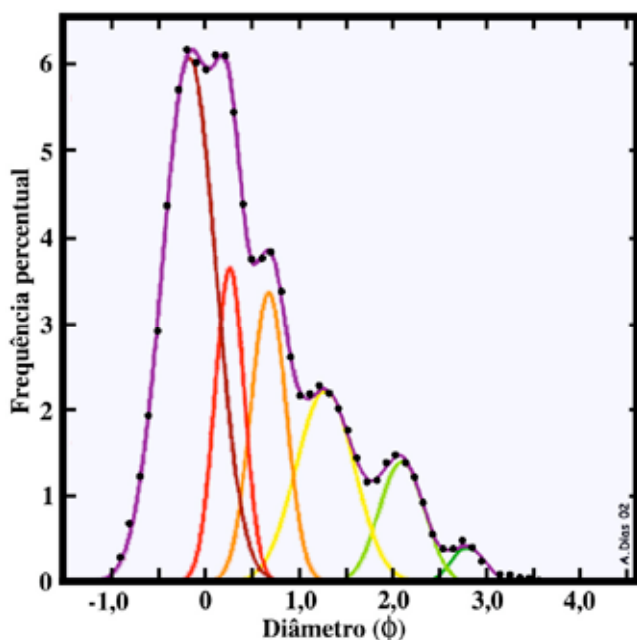
Fig. 51 - Decomposição de uma curva granulométrica nas suas populações gaussianas elementares, referentes a uma amostra da plataforma continental portuguesa ao largo de Aveiro. Os pontos originais correspondentes aos dados granulométricos estão representados por pontos negros. A curva de distribuição resultante da adição das populações elementares (curvas a cores várias) está representada pela curva a roxo. Adaptado de Bevis & Dias (1986).

Fundamentalmente, para decompor uma curva nas suas populações elementares gaussianas existem três métodos:

a) O **método gráfico**, anteriormente descrito, e que utiliza papel de probabilidades, tirando partido de que uma população gaussiana corresponde a uma recta neste tipo de representação. Os percursores da utilização deste método foram Hardling (1949), Cassie (1954) e Visher (1965, 1969).

b) A utilização de **computadores analógicos**, que deixaram de ser utilizados há cerca de duas décadas. O equipamento mais conhecido é o Dupont 310 Curve Resolver, concebido essencialmente para resolver esta problemática (Muller, 1966). Esta técnica foi utilizada, com sucesso, por vários autores, tais como Oser (1972) em sedimentos do Noroeste do Pacífico, Van Andel (1973) em amostras da bacia do Panamá e Dauphin (1980) no estudo de testemunhos do Pacífico. Eram equipamentos eram de custo bastante elevado e a sua utilização era caracterizada pela morosidade.

c) O **método numérico** de que se encontra uma boa síntese da história da aplicação em Clark (1976). Todavia, devido à complexidade dos cálculos envolvidos, a sua utilização apenas se tornou exequível, de modo efectivo, com a generalização e facilidade de utilização dos computadores digitais. A primeira aplicação deste método numérico à análise de sedimentos parece ter sido a de Bevis & Dias (1986).

c) Comparação Análise Modal - Populacional

Apesar da aplicação da análise modal ser, em princípio, bastante mais simples do que a da análise populacional, como as modas da curva de frequências são induzidas pelas populações elementares, verifica-se que os valores das modas geralmente não são coincidentes com as médias (ou medianas) das populações elementares. A divergência aludida está bem exemplificada nas figuras ao lado, provenientes de simulação efectuada com computador.

Duas populações gaussianas de amplitudes percentuais não muito diferentes foram progressivamente sendo aproximadas. Constata-se que a "deriva" das modas (isto é, o afastamento da moda expressa na curva de distribuição resultante, relativamente à média da população correspondente) é induzida pela aproximação das populações e é função da amplitude percentual relativa, bem como do afastamento das médias dessas populações. As modas induzidas na curva de distribuição resultante denotam tendência para se aproximarem uma da outra a taxa superior à da aproximação das médias das populações elementares.

Quando o afastamento se reduz para 0,375ϕ é extremamente difícil, na curva de distribuição resultante, identificar indícios das duas populações constituintes.

No entanto, quando as populações não são contrastadas, ou seja, quando, na vizinhança de uma população maior, existe outra mais pequena, em geral, na análise modal, apenas se detecta uma moda. Nestas circunstâncias, o valor f da moda não coincide nem com o valor f da moda maior, nem com o da menor, localizando-se numa posição intermédia determinada pelas amplitudes relativas das populações que afectam essa moda.

Aliás, mesmo quando as modas são bem definidas, se as populações que as determinam estão próximas, os valores ϕ de cada moda tendem a aproximar-se, tanto mais quanto mais próximas estiverem as populações elementares, até

que a expressão modal destas, quando a proximidade é elevada, acaba por se traduzir numa moda singular.
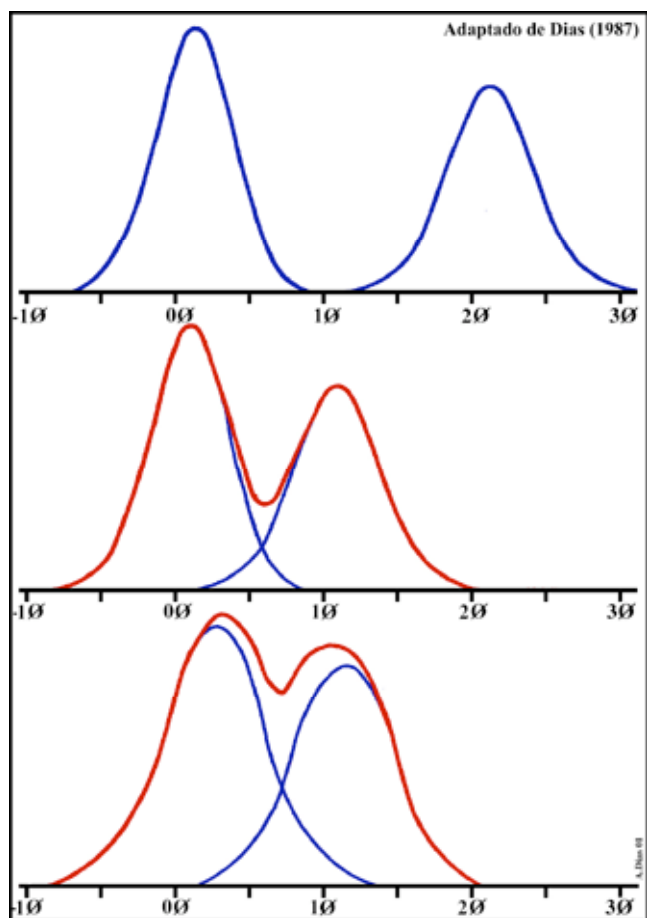
Fig. 52 - A figura ilustra graficamente, com simulações efectuadas no computador, alguns dos problemas da análise modal. Adaptado de Dias (1987).

Nas análises granulométricas efectuadas por peneiração este problema quase não existe visto que os intervalos granulométricos (normalmente 1ϕ ou 1/2ϕ e, raramente, de 1/4ϕ) não possibilitam ter esta precisão, isto é, o método não permite efectuar a análise das pequenas inflexões da curva de frequências. Para o fazer, é necessário utilizar métodos mais sofisticados de análise granulométrica de precisão, isto é, em que as classes granulométricas analisadas sejam bastante pequenas.

O método granulométrico apropriado para este tipo de análise é o da sedimentação, que além do mais permite quantificar um parâmetro realmente significativo do ponto de vista hidrodinâmico, e não um diâmetro com muito pouco significado ambiental, como é o diâmetro de peneiração.

Assim, sempre que possível, convém trabalhar com as próprias populações elementares, pois que é o conjunto destas que, especificamente, constitui a distribuição granulométrica.
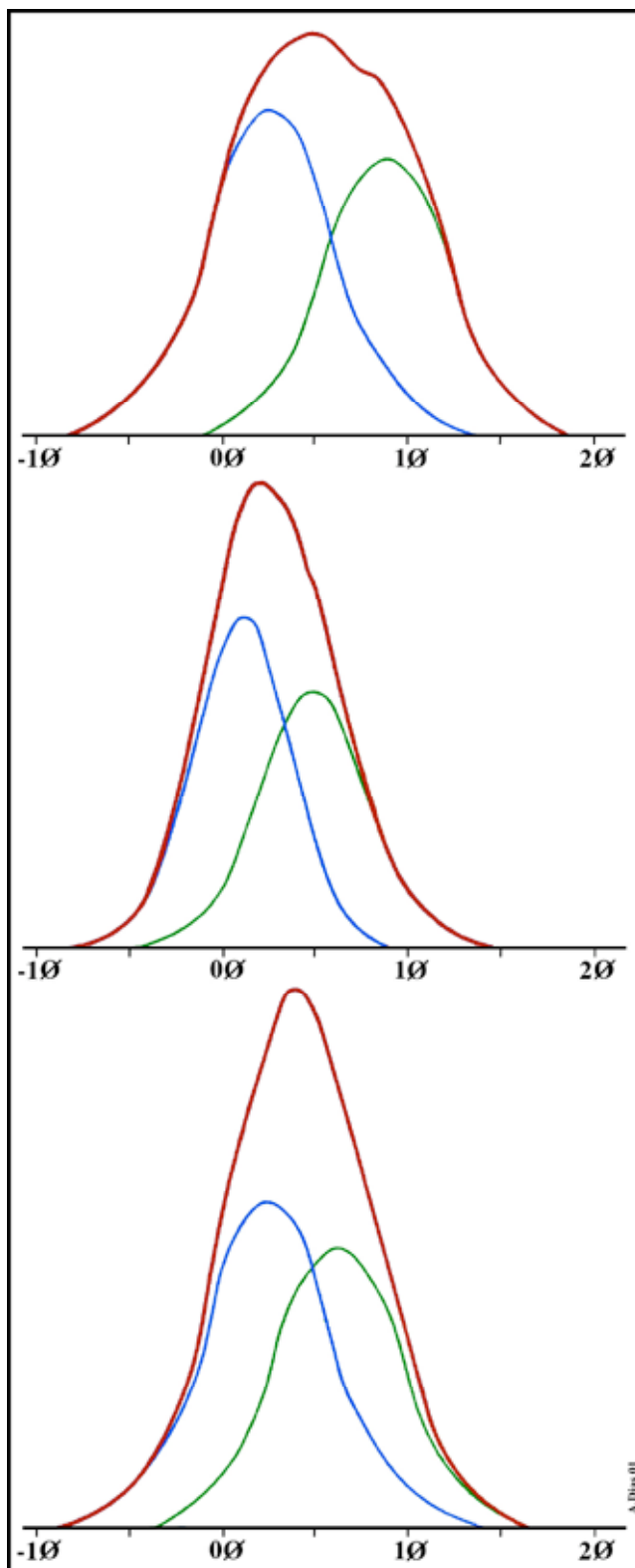
Fig. 53 - A figura ilustra graficamente, com as mesmas populações da figura anterior, o que acontece quando essas populações elementares se aproximam ainda mais. Quando, neste caso específico, as populações se encontram afastadas de 0,625f já não são detectáveis duas modas. Adaptado de Dias (1987)

III.3. Análise de Dados Granulométricos

III.3.1. Introdução

Não existem métodos aprioristicamente definidos que possam ser utilizados, com absolutas garantias de obtenção de bons resultados, na análise sedimentológica, designadamente no que se refere aos dados granulométricos. Como explicitou o sedimentólogo norte americano Robert L. Folf, em 1966, "*Only a fanatic would insist that standard statistics are the sine qua non of grain-size studies. Many other "odd and curious" methods, though away from the main stream of resaech, oftem make special contributions and allow the workar to see realationships that might be completely hidden by the standard "textbook" statistical approach.*". Na realidade, grande quantidade de bons trabalhos de sedimentologia, existentes na literatura científica internacional, comprovam que todos os métodos são bons e legítimos desde que conduzam a resultados relevantes.

Existem, porém, vários métodos que actualmente podem ser considerados "clássicos", e que normalmente conduzem a resultados interessantes. Descrevem-se sucintamente, em seguida, alguns desses métodos. Todavia, deve-se ter sempre presente que não são métodos únicos, e que, por vezes, outros métodos, até mesmo os mais rudimentares, podem conduzir eventualmente a melhores resultados, isto é, revelar aspectos que os métodos clássicos não explicitam.

A inspecção visual da curva granulométrica (quer da acumulativa, quer da de frequências), bem como o estudo das inter-relações entre parâmetros granulométricos (seja qual for o método utilizado na sua determinação), têm sido sistematicamente utilizados na análise do significado das distribuições granulométricas tendo como objectivos, entre outros, a caracterização dos próprios depósitos sedimentares, a identificação dos ambientes em que os depósitos sedimentares se constituíram e a dedução dos processos de transporte e acumulação.

Tal tem sido efectuado de múltiplas formas. Alguns dos métodos mais divulgados são:

- Distribuição espacial de parametros
- Agrupamento das curvas em "famílias"
- análise do tipo de curva granulométrica
- diagramas bivariados entre parâmetros
- análise modal
- análise populacional

III.3.2. Distribuição espacial de parâmetros

Talvez a forma mais básica de explorar os dados granulométricos referentes a determinada área é a análise da sua distribuição espacial.

Na figura 55 apresenta-se um exemplo deste procedimento, referente à plataforma norte portuguesa. Um dos mapas representa a distribuição regional da média granulométrica. É bem visível a existência de duas bandas longitudinais de sedimentos mais grosseiros, que têm sido interpretadas como denunciando dois paleo-litorais em períodos em que o nível médio do mar estava bastante abaixo do actual.

O segundo mapa da figura 55 representa a distribuição regional da assimetria. A análise do mapa permite deduzir que, junto ao litoral, na plataforma externa, e no bordo da plataforma há enriquecimento em partículas grosseiras. A conjugação destes dados com outra informação de índole sedimentológica, designadamente a análise composicional, permite concluir que, junto ao litoral, o aludido enriquecimento em partículas grosseiras se deve, principalmente, a abundante fornecimento sedimentar a partir do continente conjugado com os elevados níveis energéticos do meio. Na plataforma externa, o enriquecimento deve-se, essencialmente, à introdução de partículas biogénicas, nomeadamente carapaças de foraminíferos. Junto ao bordo da plataforma, onde a assimetria atinge, por vezes, os maiores valores negativos, a justificação é a anteriormente referida, mas conjugada com a ressuspensão das partículas mais finas, a qual é induzida pelos processos da dinâmica sedimentar actuantes nesta zona morfológica (ondas internas, maré interna, etc.).
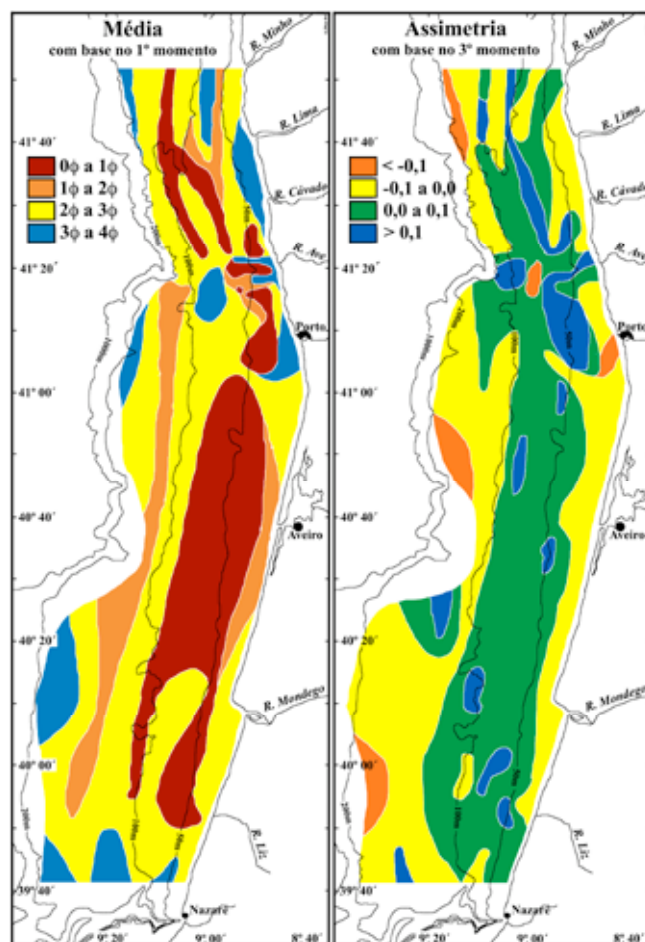
Fig. 55 - Distribuição da média e da assimetria das distribuições granulométricas na plataforma continental portuguesa setentrional. Adaptado de Dias & Nittrouer (1984) e Dias (1987).

Os resultados obtidos por este método são muito dependentes das classes consideradas. Os principais métodos para definir as classes são:

- classes baseadas no desvio padrão do conjunto de valores
- classes baseadas na aplicação de programas informáticos de interpolação dos dados
- classes com limites certos e significativos, como acontece com a média, ao considerarem-se classes baseadas na escala ϕ
- classes baseadas no processo da tentativa e erro, seleccionando-se o caso em que os resultados são mais relevantes e evidentes

Com frequência, o último método referido revela-se o mais eficaz.

III.3.3. Agrupamento das curvas em "famílias"

Desde o início do século XX que se teve consciência que os parâmetros descritores da curva granulométrica constituem simplificações e, consequentemente, podem não ser suficientes para traduzir todos os pormenores da distribuição granulométrica.

Por outro lado, constatou-se, também, que com frequência as curvas granulométricas dos sedimentos se podem agrupar em "tipos" de curvas significativas.

O agrupamento das curvas granulométricas em famílias constitui uma abordagem preliminar, relativamente simples, mas que, com frequência, conduz a resultados interessantes e eficazes.

Na sua forma mais simples, basta a comparação visual e/ou gráfica das curvas para se poderem definir famílias de curvas geneticamente aparentadas.

O próprio agrupamento das curvas granulométricas representativas dos sedimentos de um ou mais depósitos em "famílias" pode ser significativo e constituir precioso auxiliar, não só na caracterização desses depósitos mas, também, na dedução dos processos que os constituíram e/ou modificaram.

Na figura 56 estão representadas as famílias de curvas acumulativas das areias dos depósitos pliocénicos e plio-plistocénicos da península de Setúbal.
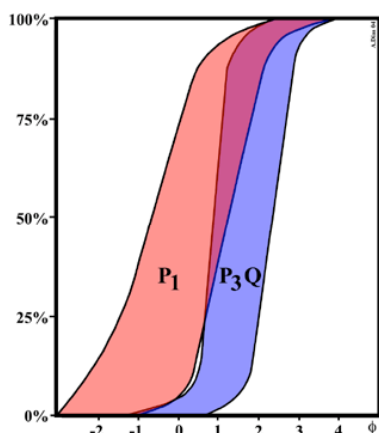
Fig. 56 - Áreas ocupadas pelos conjuntos (famílias) de curvas acumulativas referentes à granulometria da fracção arenosa das areias do Plicénico inferior (P1) e do Pli-plistocénico (P3Q) da península de Setúbal. Adaptado de Carvalho (1968).

Na figura 57 apresenta-se outro exemplo do agrupamento de curvas granulométricas em famílias, correspondentes a amostras de sedimentos de fundo colhidas num sector da plataforma continental portuguesa localizado a Sudoeste de Peniche. Neste caso, o objectivo foi o reconhecimento e caracterização dos depósitos com vista à sua eventual exploração para a indústria de inertes.
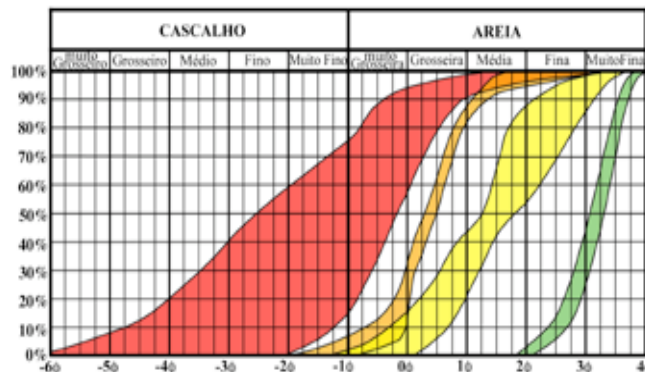
Fig. 57 Famílias de curvas existentes na plataforma continental portuguesa a SW de Peniche. Adaptado de Dias *et al.* (1981).

III.3.4. Análise da Forma das Curvas Granulométricas

Se bem que a esmagadora maioria dos investigadores aceite que as curvas granulométricas são tendencialmente análogas à curva gaussiana, é raríssimo encontrar sedimentos cuja distribuição granulométrica corresponda exacatamente a essa curva. Existem desvios importantes, sendo estes desvios que são utilizados, em geral, pelos sedimentólogos, para extraírem ilacções de índole ambiental. Actualmente, a generalidade dos investigadores considera que muito destes desvios são devidos à existência de várias modas, isto é, à presença de várias populações granulométricas.

Porém, alguns investigadores têm tentado definir outros tipos de curvas, os quais podem ser ambientalmente significativos.

III.3.4.1. Curvas Canónicas de Rivière

Em 1952 Rivière apresentou uma interpretação das curvas cumulativas que esteve na base da definição de uma série de curvas canónicas.

Na aplicação deste método utiliza-se uma representação gráfica da granulometria semi-logarítimica (isto é, utilizando, por exemplo, a escala ϕ) e com os diâmetros representados nas abcissas, por ordem crescente da esquerda para a direita.

Neste tipo de representação, as curvas cumulativas apresentam formas que se aproximam de rectas (curva *a* da figura 58), excepto nos extremos, ou que têm uma concavidade, quer virada para baixo (curva *b*), quer virada para cima (curva *c*). Com base nesta constatação, Rivière definiu uma série de curvas canónicas agrupadas em 3 fácies. Embora não se descreva, aqui, pormenorizadamente, o método das curvas canónicas, refere-se sucintamente o possível significado das fácies.
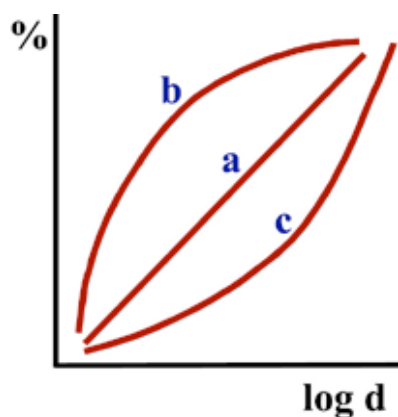
Fig. 58 - Tipos de curvas granulométricas que estiveram na base da definição, por Rivière, das curvas canónicas. a – fácies logarítmica; b – fácies hiperbólica; c – fácies parabólica. Adaptado de Carvalho (1965).

Fácies Logarítimica - Corresponde às curvas que se aproximam de uma recta (pois que a representação é semi-logarítmica). Traduzem uma longa evolução por transporte, tendo as partículas sido depositadas por perda de competência do agente transportador.

Fácies Parabólica - Corresponde às curvas com a concavidade virada para cima. Também é designada por fácies regressiva, pois que os processos de transporte e sedimentação de partículas vão retirando progressivamente da carga sedimentar as partículas mais finas. Traduzem sedimentos já com alguma evolução. Muitas curvas de sedimentos de praia e de lagunas pouco profundas pertencem a esta fácies.

Fácies Hiperbólica - Corresponde às curvas com a concavidade virada para baixo. Também designada por fácies de decantação. Este tipo de curvas é característico, por exemplo, dos sedimentos finos, argilosos, depositados longe da influência continental directa. As curvas de muitas "argilas vermelhas" incluem-se, frequentemente, nesta fácies.

III.3.4.2. Curvas de Pearson

As curvas granulométricas dos sedimentos (representadas em ordenada de probabilidades e abcissa logarítmica, como na escala ϕ) não se identificam frequentemente com uma recta, como aconteceria caso a distribuição da população de partículas fosse gaussiana. As curvas granulométricas correspondem, frequentemente, a três ou mais rectas, o que é interpretado como manifestação da mistura de três ou mais populações normais. Estas curvas em zigzague podem ser, em geral, classificadas como curvas de Pearson.

Apenas a título informativo apresenta-se o procedimento preconizado por Tanner (1958) para determinação do tipo de curva:

1 - Cálculo dos quatro primeiros momentos centrados na média (U1, U2, U3 e U4)

2 - Determinação do parâmetros

$$\beta_1 = \frac{U_3^2}{U_2} \qquad \beta_2 = \frac{U_4}{U_2^2}$$

3 - Resolução das equações:

$$b_0 = U_2\,(4\beta_2 - 3\beta_1) / B$$
$$b_1 = \sqrt{U_2}\,\sqrt{\beta_1}\,(\beta_2 + 3) / B$$
$$b_2 = (2\beta_2 - 3\beta_1 - 6) / B$$
$$B = 10\beta_2 - 12\beta_1 - 18$$

4 - Cálculo das raízes de

$$b_2x^2 + b_1x + b_0$$

5 - Cálculo do Critério de Pearson

$$k = \frac{\beta_1(\beta_2+3)^2}{4(2\beta_2 - 3\beta_1 - 6)(4\beta_2 - 3\beta_1)}$$

6 - Determinação do tipo de curva utilizando a tabela 9.

Tabela 9 - Determinação do tipo de curva de Pearson

Raízes	Critério de Pearson	Tipo de Curva
reais e de sinal oposto	negativo	**I**
Imaginárias	entre 0 e 1	**IV**
reais e do mesmo sinal	um ou maior	**VI**
b1 = b2 = 0		**Gauss**

Alguns autores utilizaram as curvas de Pearson, com sucesso, em análise ambiental.

III.3.5. Diagramas Bi-Variados entre Parâmetros

A utilização de gráficos em que se representam os valores de dois parâmetros granulométricos está extremamente vulgarizada. Todos os parâmetros são utilizados neste processo, dependendo a selecção dos parâmetros dos objectivos e das convicções de cada autor.

Este é um dos métodos mais utilizados na caracterização de depósitos. Na figura 59 apresenta-se um exemplo em que este método, utilizado pelo geólogo português Galpoim de Carvalho, contribuiu para a caracterização dos depósitos da península de Setúbal.
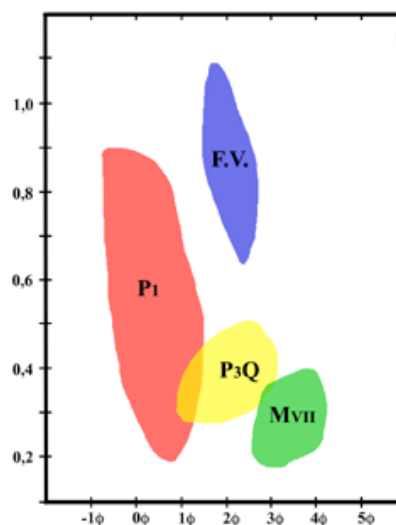
Fig. 59 - Correlações entre o parâmetro Qdϕ e a madiana, relativas às areias das várias formações da península de Setúbal: FV – "Formações Vermelhas"; M_{VII} – "Complexo de Sobreda"; P_1 – Pliocénico inferior; P_3Q – Plio-Plistocénico. Adaptado de Carvalho (1968).

Muitas vezes, os resultados são, aparentemente, muito bons na diferenciação de ambientes sedimentares. Contudo, com frequência, o sucesso obtido com a análise de amostras de determinada região não são confirmadas, ou são questionadas, por outros autores que utilizam amostras de regiões geográficas diferentes.

No exemplo apresentado na figura 60, o investigador norte americano Gerald Friedman utilizou um diagrama bivariado em que utilizou a assimetria e a calibração, conseguindo alegadamente distinguir areias fluviais e areias de praia.
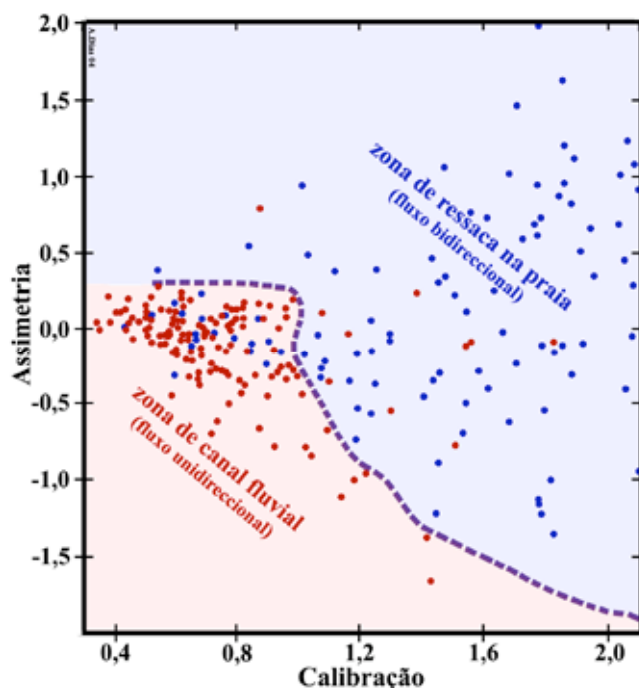
Fig. 60 Exemplo em que se comparam parâmetros granulométricos. Neste caso específico o autor utilizou a calibração e a assimetria de amostras fluviais e de praia, conseguindo definir dois domínios característicos desses ambientes. Adaptado de Friedman (1967).

Neste caso específico tal não é, de forma alguma, surpreendente visto que, devido aos diferentes processos actuantes, as areias de praia são, regra geral, bastante mais calibradas do que as fluviais e com distribuições aproximadamente simétricas (embora com algum enriquecimento na aba dos grosseiros), enquanto que as areias fluviais são normalmente bastante mais mal calibradas e com assimetrias muito variáveis (pois tal depende do local e da ocasião da colheita).

Na figura 61 apresenta-se outro exemplo de aplicação deste método, também da autoria de Friedman. Neste caso utilizaram-se o 1º e o 3º momentos como indicadores da média e da assimetria das distribuições granulométricas, sendo possível distinguir um domínio preferencialmente ocupado por areias de praia, e outro por areias dunares.

Nem só os parâmetros granulométricos clássicos (média, calibração, assimetria e angulosidade) são utilizados desta forma. Com frequência utiliza-se, também, um desses parâmetros e outro atributo da curva cumulativa.
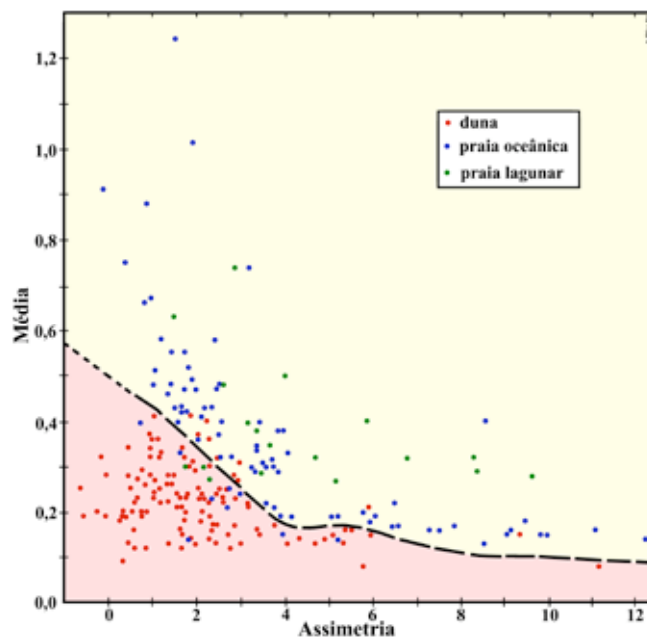
Fig. 61 - Relação entre a média (expressa pelo 1º momento e utilizando escala milimétrica) e a assimetria (expressa pelo 3º momento), que permite definir dois domínios correspondentes a areias dunares e areias de praia. Adaptado de Friedman (1961).

Nesta linha, o método mais divulgado é o proposto por Passega (1957, 1964) que, com frequência, parece funcionar bem, e que utiliza o 1º percentil e a mediana da distribuição granulométrica (figura 62).
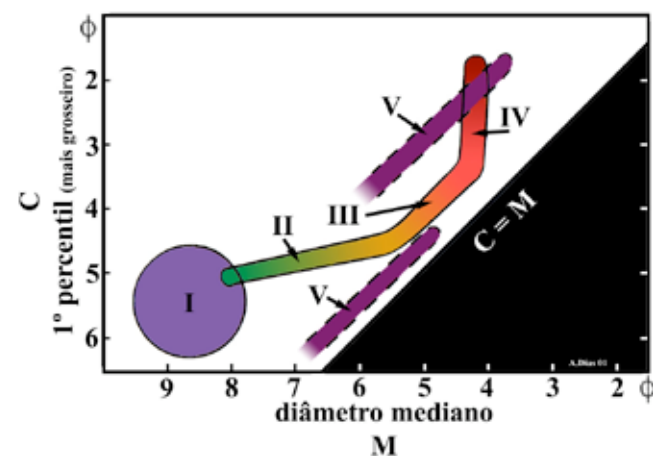
Fig. 62 - Exemplo de Diagrama C-M de Passega, com. diferentes domínios correspondentes a processos sedimentares distintos: I - suspensões pelágicas; II - suspensões uniformes; III - suspensões gradadas; IV - carga de fundo; V - correntes turbidíticas. Adaptado de Passega (1957; 1964) e Selley (1976).

Estes diagramas, designados por diagramas C-M ("C" de Coarse e "M" de Mediana) ou diagramas de Passega, contrastam a dimensão dos elementos mais grosseiros da distribuição, quantificados através do primeiro percentil (ϕ1), com a mediana (ϕ50), que como se sabe, é uma medida de tendência central representativa dos diâmetros médios das partículas dessa população, e que é menos influenciada do que a média por valores extremos da assimetria.

III.3.6. Análise Modal

A análise modal tem sido bastante utilizada pelo menos desde os anos 60 do século XX. Como as distribuições granulométricas dos sedimentos naturais apresentam, em geral, mais do que uma moda, a análise interpretativa da distribuição dessas modas tem conduzido, frequentemente, a bons resultados.

O carácter modal (ou seja, número de modas presentes na curva de distribuição granulométrica) dos sedimentos depende, entre outros factores, da disponibilidade das partículas na origem, do tipo de transporte a que estas foram sujeitas e do ambiente de deposição. No caso dos sedimentos terem sido sujeitos a vários processos, o número de modas tende a aumentar.

Por exemplo, na plataforma continental interna os sedimentos de fundo estão sujeitos à actuação dos temporais, cuja energia junto ao fundo é suficiente para remobilizar (extraindo-as e transportando-as para outros locais) as partículas mais finas da parte superficial dos depósitos aí existentes. Quando o temporal termina e vem o bom tempo, nova população de partículas finas é aí depositada, conferindo ao sedimento um carácter bimodal.

A análise do carácter modal das amostras colhidas na plataforma continental portuguesa entre o canhão da Nazaré e o paralelo da foz do rio Minho (figura 63) revela que existe tendência para que os sedimentos tenham mais modas quanto maior é a profundidade, diminuindo um pouco a polimodalidade junto ao bordo da plataforma e na vertente continental superior.
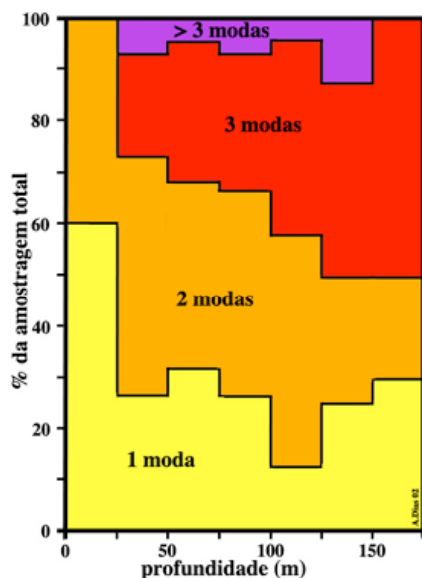
Fig. 63 - Variação do carácter modal de amostras colhidas na plataforma continental portuguesa setentrional. Adaptado de Dias & Neal (1987).

A presumível explicação para estas modas se concentrarem desta forma, estando ausentes no resto da plataforma, é que o nível marinho abaixou um pouco quando estes depósitos se constituíram (durante a primeira fase da deglaciação, primeiro, e durante o Dryas Recente, depois), o que tornou os estuários da altura em fornecedores bastante activos de grosseiros para o litoral.

O aludido abaixamento do nível médio do mar foi maior durante o Dryas Recente (entre 11 000 e 10 000 anos antes do Presente), passando de cerca de -40m para -60m (relativamente ao NMM actual). Os depósitos estuarinos que se tinham acumulado durante a precedente subida do nível marinho foram então fortemente erodidos e esses materiais, entre os quais muitos grosseiros, foram transferidos para o litoral coevo.

Por outro lado, na mesma região, a análise da distribuição das modas grosseiras da areia (figura 64) indica que estas não estão presentes transversalmente em toda a plataforma (excepto, talvez, entre os rios Douro e Ave e o canhão submarino do Porto), antes se concentrando principalmente em alinhamentos ou bandas paralelos ao desenvolvimento da plataforma, reflectindo a localização dos dois principais paleo-litorais aí existentes.
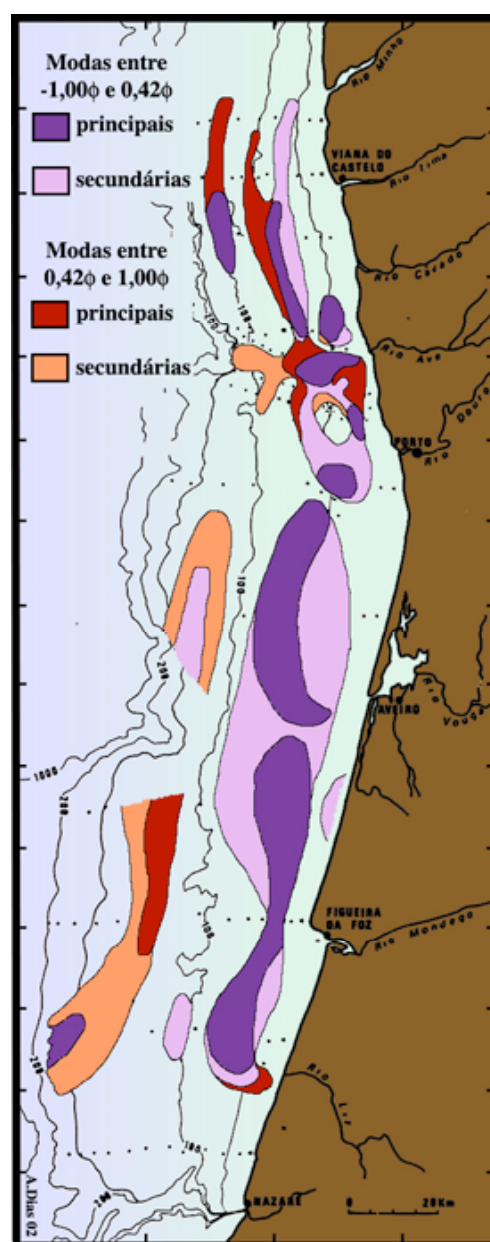
Fig. 64 - Distribuição das modas mais grosseiras da areia na plataforma portuguesa setentrional. Adaptado de Dias e Neal (1989).

É provável que a concentração de modas mais grosseiras (entre –1,00ϕ e 0,42ϕ) na banda ou alinhamento menos profundo se deva a este maior fornecimento sedimentar em areias muito grosseiras (e em cascalhos, não analisados nesta figura).

III.3.7. Análise Populacional

Como foi referido anteriormente, a detecção e análise das populações (também designadas por sub-populações) gaussianas presentes na curva de distribuição granulométrica dos sedimentos constitui um método mais preciso e eficaz do que a análise modal. Tal como esta, para dar resultados realmente significativos, carece de granulometrias efectuada a intervalos bastante pequenos (tipicamente menores do que 0,1ϕ).

Na figura apresenta-se um exemplo da aplicação da análise populacional efectuada com base no programa GDC (Gaussian Decomposition Curves) desenvolvido por Bevis e Dias (1986). A figura representa um perfil transversal de amostras colhidas na plataforma continental portuguesa a norte da barra de Aveiro, entre os 10m e os 165m de profundidade. Cada amostra está representada por uma linha horizontal (a azul). As populações estão representadas por um traço horizontal, com largura proporcional a 2 desvios padrões dessa população, e por um traço vertical centrado na média e com comprimento proporcional à percentagem relativa dessa população na areia.

Como várias populações são persistentes em várias amostras foi possível definir 6 famílias de populações (designadas por A a F e representadas a cores diferentes no diagrama).

As famílias A, B e C (representadas a roxo, rosa e laranja) parecem estar associadas com os depósitos relíquia da plataforma média, constituídos por partículas que, provavelmente, são demasiado grandes para serem sujeitas a transporte apreciável pelos actuais processos de distribuição, os quais, porém, retiram a esses depósitos as partículas finas (populações D e, principalmente, E e F).

A família D (amarela) tem maior ubiquidade na plataforma, aparecendo em quase todas as amostras, embora atinja maior amplitude na plataforma interna. Correspondem, provavelmente, ao abastecimento actual, sendo possível que denunciem maior eficácia dos processos de fornecimento relativamente aos de distribuição. A profundidades maiores verifica-se o contrário, isto é, as partículas desta população que aí chegam são remobilizadas pela onda (especialmente durante temporais) e transportadas para maiores profundidades. É possível que este transporte modifique a população granulométrica, tornando-a mais fina, e que acabe por dar origem à população E que atinge grande amplitude junto ao bordo da plataforma (onde existe uma barreira energética que dificulta a transferência de partículas para a vertente continental).

A família E (verde) é, por norma, extremamente subordinada (excepto no bordo da plataforma).

A família F (azul) parece ser específica dos depósitos litorais, da plataforma externa e do bordo da plataforma.

A amostra mais superficial (10m de profundidade) é nitidamente anómala relativamente às outras. Traduz, provavelmente, as características específicas dos processos de dinâmica litoral.
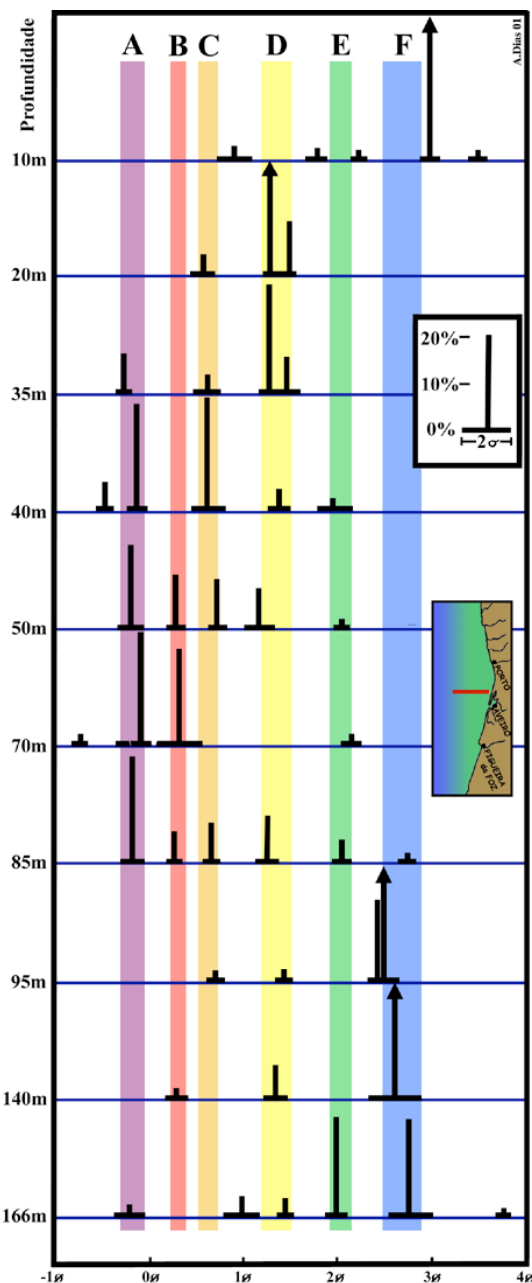
Fig. 65 - Análise populacional de um perfil de amostras da plataforma continental portuguesa. Adaptado de Bevis e Dias (1986) e Dias (1987).

Verifica-se, ainda, que nalguns casos parece existir deriva da média das populações. O caso mais nítido, neste exemplo, é o da população F na plataforma externa e bordo da plataforma. É possível que tal esteja relacionado com a barreira energética do bordo da plataforma, e com células de remobilização junto ao bordo e redeposição na plataforma externa.

IV. MORFOMETRIA

IV.1. Introdução

A forma das partículas sedimentares é um atributo importante dos sedimentos, principalmente dos não coesivos. Efectivamente, o comportamento hidrodinâmico varia com a forma das partículas, sendo as partículas esféricas tendencialmente mais fáceis de remobilizar do que as angulosas.

Principalmente ao longo da primeira metade do século XX foram publicados numerosos artigos com propostas de métodos para determinação da forma das partículas, incidindo principalmente sobre a esfericidade e sobre o rolamento.

No que se refere ao cascalho, em que é relativamente fácil determinar várias medidas em cada um dos elementos individuais, cedo se desenvolveram métodos credíveis que tiveram larga aceitação pela comunidade científica. Devido às dificuldades em efectuar medidas análogas nos grãos da areia, demorou a encontrarem-se métodos largamente aceites pela comunidade e, no que se refere, por exemplo, à esfericidade, ainda actualmente não existe consenso sobre o método a aplicar.

Fundamentalmente, a forma das partículas sedimentares depende de vários factores, dos quais os principais são:

a) a forma inicial das partículas, isto é, a forma original dos elementos quando se constituíram como partículas sedimentares, pois que esta condiciona, em muito, as formas que essa partícula vai assumir durante as diferentes fases do ciclo sedimentar;

b) a dureza, a fragilidade e a resistência à abrasão;

c) as zonas de fraqueza, tais como como fracturas, diacláses, estratificação, xistosidade ou clivagem;

d) os agentes de transporte a que a partícula foi sujeita, e as características desse transporte, incluindo a distância e a energia do transporte.

IV.2. Esfericidade

A esfericidade é definida como o grau em que a forma de uma partícula se aproxima da forma esférica. A comparação de partículas de formas variadas com uma esfera pode ser efectuada considerando a área da superfície, o volume, as razões entre os eixos ortogonais, etc.

Na sua definição teórica, preconizada por Wenthworth, a esfericidade (ψ) é a razão entre a área da superfície de dada partícula (A_p) e a área da superfície de uma esfera com igual volume (A_s), ou seja,

$$\psi = \frac{A_p}{A_s}$$

Como é evidente, não é fácil, nem prático, determinar a esfericidade dos elementos baseado nesta definição, até porque se A_s pode ser calculado com relativa facilidade, já A_p tem determinação quase impossível se a partícula for irregular, como acontece na generalidade.

Outra aproximação análoga é a de Wadell (1932), que utiliza a relação volumétrica

$$\psi = \sqrt[3]{\frac{V_p}{V_{cs}}}$$

em que V_p é o volume da partícula e V_{cs} é o volume da esfera que circunscreve aquela. Normalmente considera-se que o diâmetro dessa esfera corresponde ao eixo maior do elemento analisado. A esfericidade ψ da esfera é, obviamente, 1,00. valores da esfericidade ψ de muitos seixos, cascalho e grãos de areia são da ordem de 0,5 a 0,8.

Na mesma linha, Krumbein (1941) propôs outro método semelhante, expresso pela formula

$$\psi_{(k)} = \sqrt[3]{\frac{LIS}{L^3}}$$

em que L, I e S representam os comprimentos respectivamente dos eixo maior, intermédio e menor.

Para obviar a esta dificuldade, foram propostas várias alternativas baseadas, por exemplo, nas razões entre o volume da partícula e o maior diâmetro do mesmo, e entre o diâmetro do círculo com a mesma área da secção observada (projecção da partícula) e o maior diâmetro aí medido.

Uma das abordagens com mais divulgação foi a que ficou conhecida pela designação de "Classificação de Zingg" (1935), concebida especialmente para elementos muito grosseiros (como os seixos).
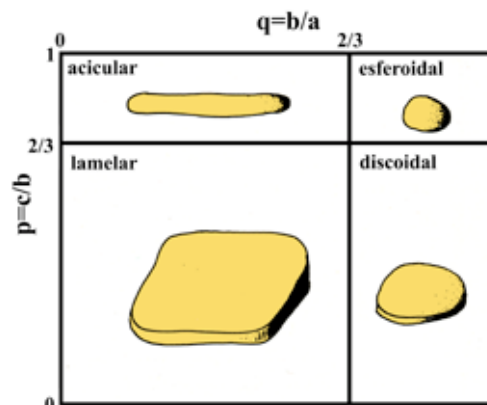
Fig. 66 Classificação da esfericidade das partículas de acordo com o método de Zingg. Adapatado de Zingg (1935)

Nesta classificação consideram-se os 3 diâmetros principais do elemento (a - eixo maior, b - eixo intermédio, e c - eixo menor) e determinam-se as razões

$$p = c/b$$

$$q = b/a$$

com base na quais que distinguem quatro grupos:

Tabela 10 - - Grupos de Zingg

Grupo	Razão c/b	Razão b/a	Designação
I	< 2/3	> 2/3	discoidal
II	> 2/3	> 2/3	esferoidal
III	< 2/3	< 2/3	lamelar
IV	> 2/3	< 2/3	acicular

A utilização dos três eixos principais das partículas faz sentido do ponto de vista hidrodinâmico, pois que estas tendem a orientar-se com os eixos maiores (a) e intermédios (b) normais à direcção do movimento do fluido ou, quando em fase de sedimentação em meio calmo, com aqueles eixos paralelos ao fundo (se este for planar e horizontal), tendo o mesmo comportamento quando estão no fundo.

Foi precisamente com base em considerações de índole hidrodinâmica que Sneed & Folk (1958) propuseram a esfericidade da projecção máxima (*maximum projection sphericity*), traduzida pela fórmula

$$\psi_{mp} = \sqrt[3]{\frac{S^2}{LI}}$$

em que L, I e S são os comprimentos dos eixos maior, intermédio e menor. A fórmula compara a área da projecção da partícula com a da esfera com o mesmo volume. Assim, se um elemento (elipsoidal triaxial) tiver esfericidade 0,75 tal significa que uma esfera com o mesmo volume teria uma projecção de apenas 0,75 desse elemento (ou partícula). Assumindo a mesma densidade para a esfera e para o elemento elipsoidal considerado (e abstraindo de outras interferências), a velocidade de sedimentação desta seria 0,6 daquela.

Outra abordagem bastante divulgada é a do "Índice de Dissimetria", proposto por Cailleux, definido pela relação:

$$\textbf{índice de dissimetria} = \frac{AC}{L}$$

em que L é o eixo maior e AC é o maior comprimento desse eixo medido a partir da intercepção com o eixo menor. Como é evidente, o valor deste índice varia entre 0,5 (máximo de simetria) e 1,0 (mínimo teórico de simetria).

Estes e outros índices do mesmo género foram bastante utilizados, principalmente pela escola francesa, na caracterização da morfometria das classes texturais muito grosseiras (seixos, burgaus, etc.). Devido às dificuldades de aplicação em partículas de pequenas dimensões, muito
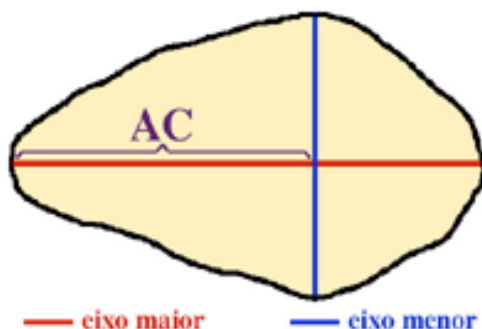
Fig. 67 - O índice de dissimetria de Cailleux determina-se através da relação entre AC e o comprimento do eixo menor.

raramente foram aplicados à fracção arenosa. Para a areia, até ao momento, não houve ainda nenhuma proposta que suscitasse a adesão generalizada da comunidade científica, de modo que, actualmente, é raro que se publiquem trabalhos em que a esfericidade dos grãos de areia seja referida. Em contrapartida, um outro índice muito significativo, o de rolamento, foi e continua a ser largamente utilizado.

IV.3. Rolamento

IV.3.1. Índices de Rolamento

A avaliação do rolamento dos elementos detríticos é de grande importância pois que fornece indicações sobre o tempo que essas partículas se encontram activas no ciclo sedimentar, sobre a intensidade do transporte, sobre a distância a que se localiza a origem dos sedimentos, etc. Devido a esta importância, vários autores, desde finais do século XIX, teceram considerações várias sobre o assunto e apresentaram propostas de índices que permitem quantificar o rolamento.

Convém ter presente que o rolamento é geometricamente diferente da esfericidade. Os índices de rolamento tentam expressar o grau de curvatura (ou angulosidade) das arestas e dos vértices da partícula.

Uma das primeiras propostas com alguma aceitação foi a do "Índice de Rolamento de Wentworth", apresentada por este autor em 1919 e 1922, o qual se expressa pela relação:

$$\textbf{índice de rolamento} = \frac{r1}{R}$$

em que r1 é o raio de curvatura da aresta mais aguda e R é o valor médio dos raios de curvatura de todas as arestas.

Como o cálculo do valor de R é difícil e moroso, surgiu a proposta de determinar esse valor através média geométrica dos três semidiâmetros principais do elemento detrítico, representada pela expressão:

$$R = \frac{1}{3}\sqrt[3]{A\,B\,C}$$

em que A é o eixo maior, B o eixo menor perpendicular a A, e C o eixo intermédio maior perpendicular ao plano AB. Estes eixos, normalmente, não se cruzam num mesmo ponto.

Wadell (1932) e, mais tarde, Krumbein (1940), propuseram métodos de determinação do rolamento baseados na média das curvaturas (r) de todas (N) as arestas, dividida pelo raio (R) do maior círculo circunscrito.

$$P = \frac{\sum r_i / N}{R}$$
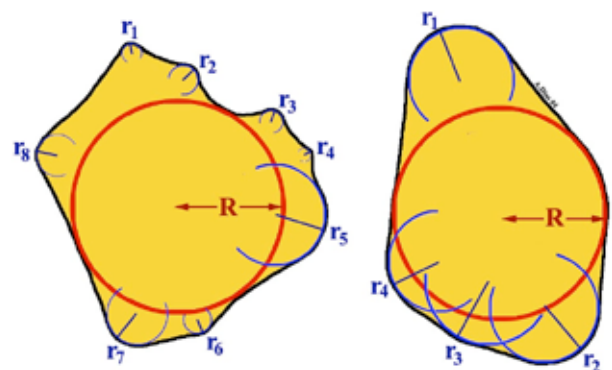
Fig. 68 - Esquema de uma secção de partículas sedimentares em que se indicam os raios de curvatura das arestas (ri) e o círculo máximo inscrito com o respectivo raio R. Adaptado de Krumbein (1940).

Apesar deste e de outros índices do mesmo género terem obtido certa aceitação na morfometria dos elementos de

maiores dimensões, nunca foram, obviamente, aplicados à fracção arenosa.

Para esta classe textural as propostas que encontraram maior receptividade foram as que se recorreram de comparações visuais das partículas a classificar com tipos pré-definidos. A proposta que acabou por se impor internacionalmente foi a efectuada por Powers, em 1953.

IV.3.2. A Escala de Powers

Devido à dificuldade em desenvolver métodos práticos para determinar o rolamento das partículas na sua tridimensionalidade, foram propostas, ao longo da primeira metade do século XX, vários métodos para avaliar bidimensionalmente esse rolamento..

Todavia, foi a escala proposta por Powers, em 1953, que se impôs internacionalmente, sendo, a partir daí, o método quase consensualmente aceite para avaliar o rolamento dos grãos de quartzo da areia.
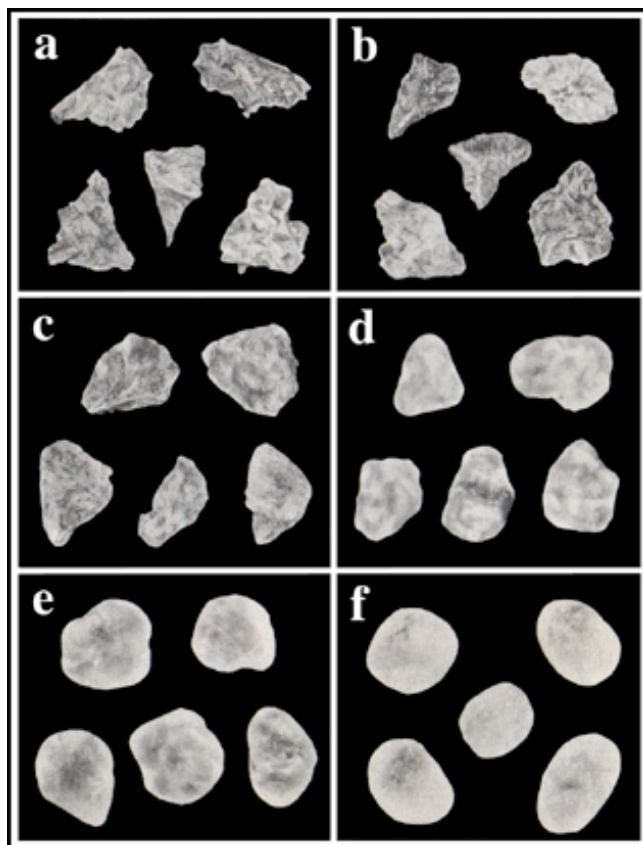
Fig. 69 - Exemplos das 6 classes de rolamento definidas por Powers .a- muito angular; b – angular; c - sub- angular; d - sub-rolado; e – rolado; f - bem rolado. Adaptado de Powers (1953) e Shepard (1973).

Este sucesso deve-se, por um lado, ao facto desta escala de avaliação bidimensional ser suportada por fotografias que, de algum modo, dão indicações sobre a tridimensionalidade das partículas e, por outro, á simplicidade da sua utilização (simples comparação entre os grãos a classificar e os representados nas fotografias). Powers definiu as seguintes 6 classes de rolamento: muito angular; angular; sub-angular; sub-rolado; rolado; e bem rolado.

Para aplicar este método, para o qual é preciso utilizar uma lupa binocular, deve-se seleccionar, logo à partida, o tipo mineralógico a considerar pois que o grau de rolamento depende da mineralogia, ficando os grãos de minerais menos duros rolados mais rapidamente do que os de minerais mais duros. Por essa razão, a análise deve incidir sempre sobre a mesma espécie mineralógica. Normalmente utiliza-se como mineral tipo o quartzo, devido à sua abundância e dureza, embora por vezes a avaliação do rolamento de outras espécies minerais (como a granada ou o zircão) conduza a resultados muito interessantes.

Através da observação à lupa binocular, classifica-se quanto ao rolamento, por comparação com a escala fotográfica ou com um dos esquemas derivados, uma quantidade significativa de grãos.
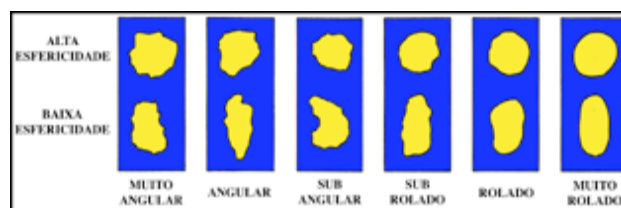
Fig. 70 - Projecções das 6 classes de rolamento definidas por Powers. Adaptado de Powers (1953)

Normalmente considera-se que a classificação de 100 grãos é suficiente, embora se saiba que a precisão dos resultados aumenta com a dimensão da população. Não se devem misturar, numa mesma avaliação, grãos de fracções granulométricas diferentes, pois que o grau de rolamento diminui à medida que os grãos se vão tornando menores; quando não se efectua a avaliação em todas as fracções granulométricas da areia (de f em f), é frequente considerarem-se as fracções 1f a 2f e/ou 2f a 3f.

No final, deve-se efectuar o tratamento estatístico dos resultados, isto é, das frequências por classe de rolamento. Embora não haja tipo de tratamento consensualmente aceite, utilizam-se muitas vezes os factores propostos por Powers, expressos na tabela. O rolamento médio obtém-se multiplicando a frequência de cada classe pelo factor respectivo e adicionando estes valores.

Tabela 11 - Factores estatísticos propostos por Powers.

Classe de rolamento	Factor
muito angular	0,14
angular	0,21
sub-angular	0,30
sub-rolado	0,41
rolado	0,59
bem rolado	0,84

Mais tarde, Folk (1955) propôs a aplicação de uma escala logarítmica (designada por r) à escala de imagens publicada por Powers. A escala proposta por Folk varia entre 0 e 6, tendo como limites das classes muito angular, angular sub-angular, sub-rolado, rolado e muito rolado os valores 1, 2, 3, 4, e 5. nesta escala a esfera perfeita tem rolamento 6.

Com base nesta escala, o autor introduz o conceito de uniformidade ou calibração do rolamento (*roundness sorting*), identificado pela sigla s_r, e interpretado como uniformidade do rolamento. Esta uniformidade do rolamento s_r pode ser determinada graficamente construindo um gráfico, em escala de probabilidades, em que os dados provenientes da estimação do rolamento, transformados percentualmente, são colocados acumulativamente (à semelhança do que se faz com a construção das curvas cumulativas granulométricas), sendo o valor da calibração (uniformidade) calculado também graficamente..

Fig. 71 - Limites de Folk (1955) para as classes de Powers.

Os valores propostos para as diferentes designações da calibração do rolamento são os que estão expressos na tabela seguinte.

Tabela 12 - Valores e designações da uniformidade do rolamento (s_r)

Designação	Valor de s_r
muito boa uniformidade do rolamento	< 0,60
boa uniformidade do rolamento	entre 0,60 e 0,80
moderada uniformidade do rolamento	entre 0,80 e 1,00
pequena uniformidade do rolamento	entre 1,00 e 1,20
muito pequena uniformidade do rolamento	> 1,20

V. MORFOSCOPIA

V.1. Classificações

Desde finais do século XIX que alguns autores se debruçaram sobre o significado das marcas existentes na superfície dos grãos detríticos de areia, principalmente dos de quartzo, quando estes são observados á lupa, e tentaram fazer a sua sistematização. O estudo destas superfícies, de acordo com a proposta de Vatan, designa-se por "morfoscopia".

Efectivamente, na superfície dos grãos de quartzo fica registada grande parte da história da "vida" desse grão. A observação atenta das marcas existentes nessa superfície permite, com frequência, deduzir se o grão se encontra ou não há muito tempo no ciclo sedimentar, quais foram os agentes de transporte a que foi sujeito, episódios de integração no solo, etc.

A primeira classificação sistematizada foi apresentada, ainda no século XIX, por Sorby (1880), que propôs a seguinte classificação dos grãos:

- não desgastados
- arredondados e despolidos por desgaste
- partidos
- corroídos quimicamente
- aumentados por crescimentos secundários do mesmo mineral

Foi, no entanto, Cailleux (1942) que mais profundamente viria a abordar o assunto, propondo três categorias principais de grãos:

- NU - Angulosos (Non-Usées)
- EL - Boleados Brilhantes (Émoussés-Luisants)
- RM - Arredondados Baços (Ronds-Mats)

A partir daí, a morfoscopia foi intensivamente utilizada, principalmente pela escola francesa, tendo surgido sistematizações bastante mais complexas, como a de Rougerie (1957), que, considera grãos :

- NU - angulosos
- NUP - angulosos com marcas pedológicas
- SEL - levemente boleados e brilhantes (devido a transporte por água)
- SRM - levemente arredondados e despolidos (devido a transporte eólico)
- EL - boleados brilhantes (devido a transporte por água)
- EP - grãos El sujeitos posteriormente a acções pedológicas
- EM - grãos EL sujeitos posteriormente a transporte eólico
- RM - arredondados baços (francamente eólicos)
- RP - grãos RM posteriormente sujeitos a acções pedológicas
- RL - grãos RM retomados pela água
- RIM - grãos RM retomados pela água e novamente eolizados
- EML - grãos EL retomados pelo vento e de novo pela água.

Apesar de utilizarem o mesmo tipo de técnicas, nem o termo morfoscopia, nem as classificações propostas na Europa, tiveram grande aceitação pela escola americana.

Modernamente, após a vulgarização dos microscópios electrónicos que permitem a observação muito pormenorizada das marcas da superfície dos grãos, verifica-se tendência para um certo abandono desta técnica em trabalhos científicos. Todavia, os métodos morfoscópicos continuam a ser bastante úteis pois que, embora sem a sofisticação da microscopia electrónica permitem, de forma rápida e barata, esclarecer muitos problemas de grande relevância. Por outro lado, em geral, apresentam maior validade estatística do que a morfoscopia electrónica pois que podem incidir sobre grandes populações de partículas (cem ou mais), enquanto que tal dimensão da amostra muito raramente é atingida pela aplicação da microscopia electrónica devido aos custo e tempo que esta envolve.

V.2. Principais Tipos de Grãos

Apesar de se poderem conceber classificações morfoscópicas bastante complexas, como o transporte sedimentar se efectua fundamentalmente por dois agentes, o ar e a água, os tipos básicos morfoscópicos são apenas três, já definidos há seis décadas por Cailleux (1942): Grãos NU, que não foram ainda sujeitos a transporte durante tempo suficiente para adquirirem marcas e rolamento significativos; Grãos EL, que foram sujeitos a intenso transporte em meio aquoso; e Grãos RM, que foram sujeitos a intenso transporte eólico.

V.2.1. Grãos NU ("Non-Usés") (Não Desgastados, angulosos)

São grãos de contornos angulosos e frequentemente com arestas cortantes. As faces são côncavas e convexas, resultantes da fractura conchoidal característica do quartzo. O brilho é gorduroso. Com frequência são hialinos.
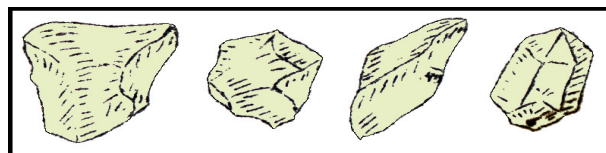
Fig. 72 - Grãos NU ("Non-Usés") - Não Desgastados, angulosos. Adaptado de Carvalho (1965).

Têm normalmente origem directa na desagregação mecânica ou química das rochas. Correspondem a grãos introduzidos recentemente no ciclo sedimentar, em que o transporte e consequentes choques com outras partículas não tiveram ainda tempo para os arredondar e marcar as suas superfícies.

V.2.2. Grãos EL ("Emoussés-Luisants") (Boleados Brilhantes)

São grãos de forma variada mas sempre de contornos mais ou menos arredondados. O transporte em meio hídrico provoca choques entre partículas relativamente pouco violentos (devido á viscosidade da água), conduzindo a um polimento muito suave da superfície, o que dá aos grãos um aspecto brilhante.

Fig. 73 - Grãos EL ("Emoussés-Luisants") - Boleados Brilhantes. Adaptado de Carvalho (1965).

Predominam as formas convexas, pois que o choques entre partículas apenas conduzem, em geral, à fracturação e consequente remoção das partes mais salientes, incrementando o estado de rolamento. Testemunham intenso (e/ou longo) transporte em meio hídrico.

V.2.3. Grãos RM (Ronds-Mats") (Arredondados Baços)

O contorno é geralmente mais arredondado do que o da classe precedente. A superfície está uniformemente despolida, dando-lhe um aspecto baço. Tal é devido ao facto de toda a superfície estar afectada por marcas de choques violentos entre grãos.
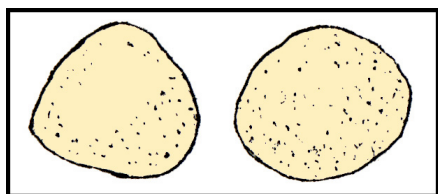
Fig. 74 - -Grãos RM (Ronds-Mats") - Arredondados Baços. Adaptado de Carvalho (1965).

Efectivamente, o transporte eólico proporciona frequentes choques violentos entre grãos, devido à pequena viscosidade do ar, os quais provocam a libertação de lascas microscópicas ou a abertura de fendas, ficando a superfície com aspecto picotado, muito irregular, o que inibe uma reflexão perfeita da luz, e confere aos grãos um aspecto baço característico. Testemunham intenso (e/ou longo) transporte eólico.

V.2.4. Outros Tipos de Grãos

Com base neste três tipos básicos, podem definir-se múltiplos tipos derivados, correspondentes a diferentes histórias, mais ou menos complexas, dos grãos detríticos no ciclo sedimentar. Por exemplo, grãos de quartzo que sofreram intenso transporte em meio aquoso, como ao longo de um rio, depois num estuário e, posteriormente, no mar, podem ser a certa altura depositados numa praia emersa e aí serem remobilizados pelo vento e ser transportados para as dunas costeiras, e continuar a evoluir em meio dunar. Como é evidente, estes grãos, que quando atingiram a praia eram do tipo EL, ao serem transportados eolicamente começam a adquirir características RM, coexistindo as duas tipologias durante muito tempo. São os grãos que Rougerie (1957) designou por **EM** ("Emoussés-Mats").

Outra situação bastante frequente é a dos grão RM (grãos eolizados) que passam a ser transportados em meio aquoso, e que apresentam características mistas RM e EL, e a que Rougerie (1957) apelidou de grãos **RL** (Ronds-Luisants).

Muitas vezes, os grãos de areia acabam por integrar os solos. Principalmente em condições de temperatura, humidade e pH características das zonas tropicais, os silicatos são hidrolizados, a sílica é libertada e pode vir a depositar-se nos grãos de quartzo do solo, originando pequenas protuberâncias nestes grãos. Embora possam ser descritos por várias siglas que tendem a traduzir também as características que o grão apresentava antes da pedogenização (p.ex.: grãos **RP** e **EP** de Rougerie), são frequentemente designados por "grãos mamelonados de origem pedogenética". Por vezes, esta evolução pedogenética conduz á existência, na superfície dos grãos, de pequenas corrosões pontuais ou alongadas, sendo costume designá-los então por "grãos cariados de origem pedogenética".

V.3. Procedimentos para a Análise Morfoscópica

A preparação do material para observação morfoscópica é análoga à que se utiliza para observação da fracção grosseira, embora seja útil a imersão da amostra em solução acidificada para proceder à destruição dos carbonatos, o que, além do mais, retira dos grãos de quartzo eventuais depósitos carbonatados (naturais ou constituídos no decurso da peneiração devido aos grãos de quartzo poderem desgastar partículas bioclásticas eventualmente existentes, ficando "pó" destas na superfície daquelas). Além disso, propicia a destruição de óxidos de ferro eventualmente depositados nas superfícies dos grãos de quartzo.

A observação deve fazer-se utilizando lupa binocular, com iluminação por reflexão dirigida a 45º. Para facilitar a análise, o tabuleiro onde se coloca a amostra deve ser preto, baço e ter reticulado.

A espécie mineral a observar é, geralmente, o quartzo, por ser bastante resistente, conservar bem as marcas e ocorrer de forma abundante. Todavia, em casos especiais, pode fazer-se a análise morfoscópica de outras espécies minerais duras, como o zircão e a granada.

As fracções granulométricas cuja observação conduz, em geral, a bons resultados, são as correspondentes a areia muito grosseira, a areia grosseira e a areia média. A observação das fracções finas da areia exige ampliações maiores e lupas de melhor qualidade e, em geral, os resultados não compensam o esforço observacional pois que as percentagens de grãos NU são normalmente bastante elevadas. Efectivamente, verifica-se tendência para que as fracções mais grosseiras da areia sejam constituídas por partículas mais roladas e para que nas mais finas a incidência de partículas não roladas seja bastante maior.

Em cada fracção granulométrica observam-se, em geral, cem grãos, embora por vezes, para tornar mais rápida e menos fatigante a análise, se reduza a população observada a 50 grãos. A observação de populações mais vastas de grãos amplia, certamente, o rigor estatístico, mas normalmente não conduz a melhoria significativa dos resultados. Com efeito, é necessário ter sempre presente que este tipo de análise é apenas aproximativo.

Com frequência, a representação gráfica dos resultados obtidos com a observação é suficiente para dela se poderem extrair as ilações pretendidas. No entanto, estes resultados podem ser sujeitos a tratamentos estatísticos mais elaborados.

Na figura apresenta-se um exemplo de representação gráfica dos resultados obtidos com a análise morfoscópica dos grãos de quartzo de quatro fracções granulométricas da areia. O número de grãos classificados em cada fracção foi de 100.

É evidente que a frequência de grãos NU (angulosos brilhantes) aumenta à medida que a dimensão das partículas diminui.

Nesta amostra, dominada por grãos que foram sujeitos a intenso transporte em meio aquoso, existe também percentagem significativa de grãos eolizados. Existe, ainda, pequena percentagem de grãos de outros tipos, designadamente com marcas pedogénicas.
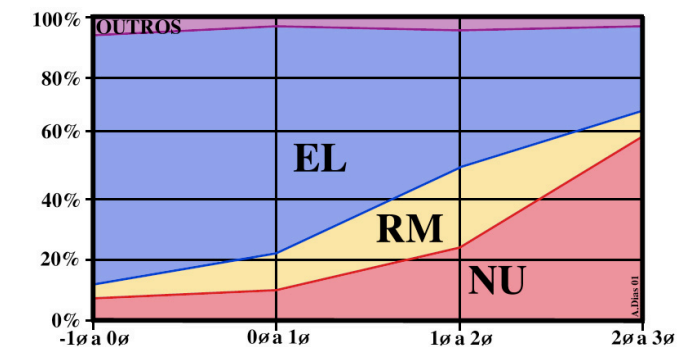
Fig. 75 - Exemplo de representação gráfica dos resultados obtidos com a análise morfoscópica dos grãos de quartzo. Adaptado de Dias (1992), não publicado.

Esta amostra foi colhida na praia do Furadouro, a norte de Aveiro, e os resultados confirmam o actual fornecimento para a praia de areia dunar (devido ao recuo da arriba talhada nas dunas). É possível que os grãos pedogenizados tenham adquirido essas características nos solos incipientes existentes nos corpos dunares, e em que muitas vezes as condições de temperatura, humidade e pH são propícias a um certo desenvolvimento destas características.

VI. ANÁLISE DA FRACÇÃO GROSSEIRA

VI.1. Introdução

A composição dos sedimentos é, evidentemente, um atributo de grande importância na análise sedimentológica. No entanto, a determinação dessa composição não é tarefa simples, pois que as características composicionais e os métodos a utilizar variam consoante a classe textural considerada.

Para a fracção fina, o método mais largamente utilizado e que é suficientemente preciso, conduzindo a bons resultados, é o da *Difracção dos Raios X*.

Para as fracções grosseiras este método não é prático e não é, normalmente, utilizado. No que se refere ao cascalho, a classificação dos elementos a olho nu ou utilizando uma lupa de bolso é, em geral, suficiente. Para a fracção arenosa utiliza-se método análogo só que, devido à dimensão das partículas, tem que se utilizar uma lupa binocular. Esta observação e classificação das partículas designa-se geralmente por "*Análise da Fracção Grosseira*"

Esta análise é expedita, pouco rigorosa, mas bastante rápida. Apesar de uma certa falta de precisão, conduz, em geral, a resultados bastante bons, quer no que se refere à caracterização dos depósitos sedimentares, quer quanto às ilações que permite tecer sobre a dinâmica sedimentar.

VI.2. Procedimento

Em geral, utilizam-se, para a análise da fracção grosseira, directamente as fracções provenientes da peneiração de ϕ em ϕ. Consequentemente, no que se refere à areia, as fracções que normalmente são observadas à lupa binocular são as fracções -1ϕ a 0ϕ (areia muito grosseira), 0ϕ a 1ϕ (areia grosseira), 1ϕ a 2ϕ (areia média), 2ϕ a 3ϕ (areia fina), e 3ϕ a 4ϕ (areia muito fina).

Como normalmente estas fracções granulométricas provenientes da peneiração têm pesos relativamente elevados (dezenas a centenas de gramas ou mais), torna-se necessário nelas colher uma alíquota. Tal é efectuado utilizando micro-separadores (micro-splitters) mais ou menos sofisticados, ou outros métodos mais simples de quarteamento.

A observação deve fazer-se utilizando lupa binocular, com iluminação por reflexão dirigida a 45º. Para facilitar a análise, o tabuleiro onde se coloca a amostra deve ser preto e baço. Deve, também, ter um reticulado evidente.

Normalmente, considera-se que a contagem de 100 grãos por fracção é o mínimo para o método ter validade estatística. Existem nomogramas que permitem, rapidamente, avaliar o erro em função da percentagem determinada e do numero total de grãos observados.

Como normalmente se consideram várias classes composicionais (quartzo, mica, moluscos, foraminíferos, etc.), é vantajoso dispor de um contador de pontos com várias teclas (uma para cada classe) e com alarme sonoro quando se atinge o total (100, 200, ...) de pontos pretendido.

Fig. 76 -Nomograma que permite estimar os erros de contagem. Por exemplo, se em 100 grãos de uma fracção granulométrica foram identificados 65 de quartzo, o erro é 4,7 ou seja, a percentagem de quartzo está entre 60,3 e 69,7. Adaptado de Folk (1968)

O número e tipo de classes composicionais a utilizar é função dos objectivos. Na plataforma continental portuguesa têm sido sistematicamente utilizadas, com modificações de pormenor, as classes definidas por Dias (1987), e que, em termos genéricos são:

Terrígenos
- Quartzo
- Mica
- Agregados (grãos poliminerálicos)
- Outros terrígenos (feldspatos, minerais pesados, etc.)

Autigénicos
- Glaucónia

Biogénicos
- Moluscos
- Foraminíferos Planctónicos
- Foraminíferos Bentónicos
- Outros biogénicos (ostracodos, equinodermes, coraliários, briozoários, etc.)

Não identificados

Em cada classe, e particularmente nas "Outros Terrígenos" e "Outros Biogénicos", devem-se anotar todas as particularidades observadas, designadamente as espécies que foi possível identificar.

VI.3. Tratamento de Resultados

As frequências de cada classe composicional em cada fracção granulométrica podem e devem ser convertidas em frequências totais na areia, o que se consegue facilmente multiplicando a percentagem de cada classe pela percentagem ponderal da respectiva fracção granulométrica e, posteriormente, adicionando os valores classe a classe.

A forma de utilização destes valores depende dos objectivos e das preferências do técnico ou investigador.

Quando se está a trabalhar com elevada quantidade de amostras de uma regiões, a determinação das médias e desvios padrões dos vários parâmetros permite efectuar a caracterização dos vários depósitos aí existentes e identificar diferenças e analogias.

Quando se trabalha com amostras de várias regiões, as médias e desvios aludidos possibilitam conhecer as diferenças e parecenças sedimentológicas entre essas regiões.

Geralmente, a análise multivariada conduz, também, a resultados muito bons e consistentes.

Um dos métodos mais divulgados e que tem fornecido resultados bastante interessantes é a da representação diagramática através da construção de "diagramas de Shepard.

VI.4. Diagramas de Shepard

Há vantagens em integrar e sintetizar as informações de carácter composicional e granulométrico em diagramas simples e de fácil visualização, que permitam, com uma rápida inspecção visual, apreender as características principais dos depósitos sedimentares. Os diagramas deste tipo mais utilizados são os denominados "*Diagramas de Shepard*", representados, em versão não preenchida, na figura ao lado.

O diagrama superior, rectangular, representa as abundâncias relativas de cada fracção granulométrica. Em cada linha vertical deve-se representar a frequência da respectiva classe granulométrica da areia. De acordo com a modificação proposta por Dias (1987), devem-se representar aí, também, nas linhas verticais extremas, as percentagens de cascalho e de finos.

O diagrama intermédio, também rectangular, representa a composição das várias fracções granulométricas da areia. Em cada linha vertical marcam-se as percentagens, em cada classe granulométrica, de cada classe composicinal (quartzo, mica, moluscos, etc.). Os pontos representativos da frequência de cada classe composicional devem ser unidos, do que resultam polígonos referentes a essas classes.

O diagrama inferior, circular, traduz a composição da amostra total. Aí se representa a globalidade da amostra. O grau de pormenorização depende da informação disponível. Normalmente, a fracção fina é representada com uma única (correspondente à totalidade dos finos) ou duas unidades (correspondentes ao silte e à argila), mas pode ser discriminada caso se tenha analisado a sua composição. A fracção cascalhenta pode ser subdividida em várias subclasses mas, em geral, basta representar as percentagens de cascalho terrígeno e de cascalho biogénico. A fracção arenosa deve ser discriminada de acordo com as classes utilizadas na análise da fracção grosseira.
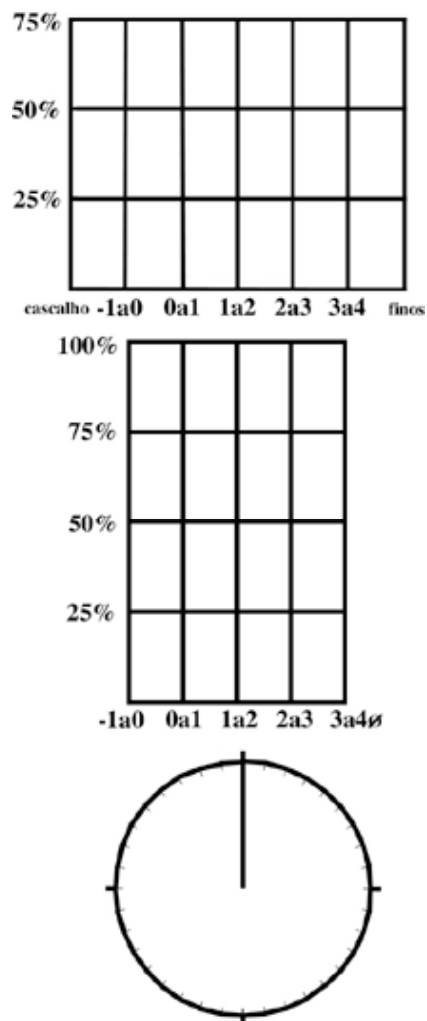
Fig. 77 - Diagramas de Shepard com ligeiras modificações introduzidas por Dias (1987).

A análise destes diagramas é facilitada se se utilizar uma escala de cores coerente para identificar as classes composicionais. Se, por exemplo, se representar o quartzo a amarelo e as restantes classes de terrígenos com tonalidades acastanhadas e alaranjadas, os bioclastos com cores azuladas ou esverdeadas, e os autigénicos com uma cor contrastante (por exemplo, roxo), uma vista de olhos rápida permite apreender logo as proporções relativas dos terrígenos, autigénicos e biogénicos.

VI.5. Um Exemplo de Aplicação

A figura seguinte representa um perfil sedimentológico correspondente a uma linha de amostras colhidas transversalmente na plataforma continental portuguesa a sul do Porto. Como se pode constatar pelo exemplo da figura, os diagramas de Shepard são extremamente úteis para a rápida tipificação dos depósitos sedimentares, para a diferenciação de depósitos, e para a dedução de algumas das principais características da dinâmica sedimentar. Este tipo de representação permite realçar os principais depósitos e as características dos sedimentos superficiais aí existentes, bem como relacionar essas características com os processos de fornecimento e de distribuição.
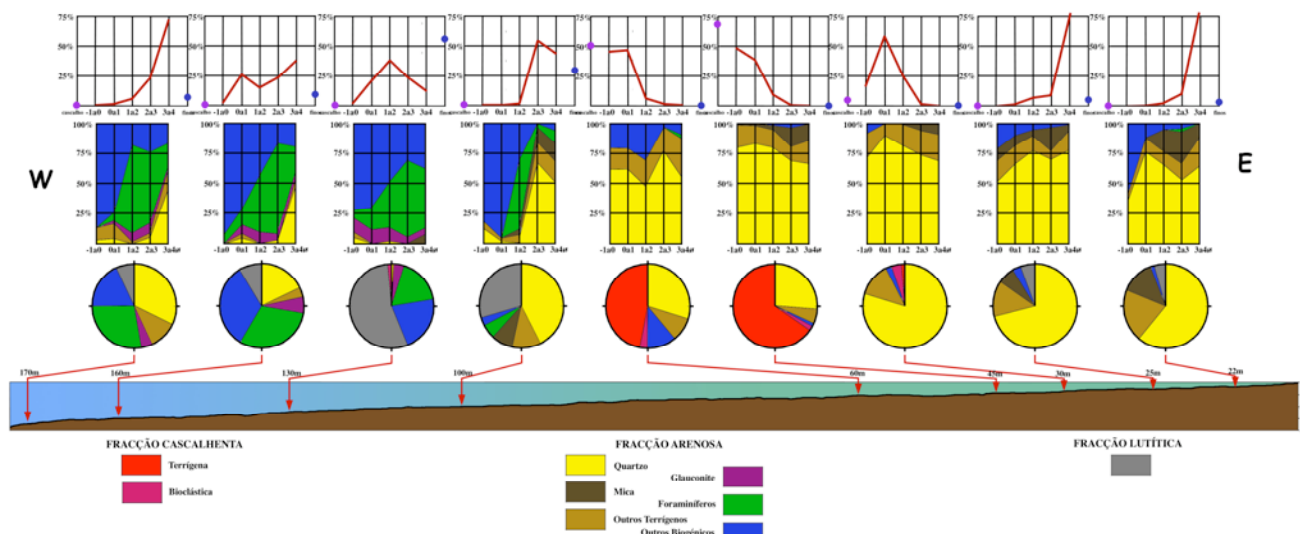
Fig. 78 Perfil sedimentológico, utilizando diagramas de Shepard, correspondente a transversal na plataforma continental portuguesa a sul do Porto. Adaptado de Dias (1987).

No perfil é evidente a existência de 4 tipos de depósitos:

a) depósitos litorais (duas amostras menos profundas), com areia fina e muito fina, conteúdo quártzico predominante, e pequeno conteúdo em bioclastos;

b) depósitos da plataforma interna (3ª amostra do lado direito), com areia grosseira e características intermédias entre os depósitos litorais e os depósitos cascalhentos;

c) depósitos cascalhentos (4ª e 5º amostras a contar da direita), com areia grosseira a muito grosseira, conteúdo quártzico predominante, e em que os cascalhos são predominantes;

d) depósitos da plataforma externa (6ª e 7º amostras a contar da direita), lodosos (na realidade correspondem à extremidade meridional do depósito lodoso do Douro) e com bioclastos;

e) depósitos do bordo da plataforma (8ª e 9º amostras a contar da direita), com uma componente bioclástica predominante e presença de autigénicos

Na tabela seguinte está expressa uma tipificação sucinta dos depósitos a partir do perfil apresentado.

Tabela 13 - Tipificação sucinta dos depósitos a partir do perfil apresentado

	Depósitos litorais	**Depósitos da Plat. Interna**	**Depósitos Cascalhentos**	**Depósitos da Plat. Externa**	**Depósitos do Bordo da Plataforma**
Nº de amostras	2	1	2	2	2
Tipo de areia	fina a muito fina	grosseira	grosseira a muito grosseira	fina a média	fina a muito fina
% Quartzo	dominante	dominante	dominante na areia	variável	média
% Mica	média a grande	ausente	média	ausente a média	ausente
% Bioclastos	pequena	pequena	vestigial a média	pequena a grande	grande
% Autigénicos	ausente	ausente	ausente	presente	presente
% Cascalho	ausente	pequena	maioritário	ausente a vestigial	ausente
% Finos	pequena	ausente	ausente	grande a maioritária	média

VII. MINERAIS PESADOS

VII.1. Introdução

Designam-se por "*minerais pesados*" os grãos minerálicos (principalmente da areia), provenientes de rochas ígneas e metamórficas, onde ocorrem normalmente de forma acessória, cuja densidade é superior a 2,9, isto é, superior à do quartzo (2,65) e à dos feldspatos (2,56 a 2,76).

Como os minerais pesados podem ter origem primária numa vasta gama de rochas, onde ocorrem muito disseminados (isto é, como minerais acessórios), o seu estudo revela-se particularmente interessante. A presença de determinadas espécies no sedimento poder ser utilizada como traçador da origem desse sedimento e, consequentemente, como indicador da dinâmica sedimentar

Estes minerais ocorrem nos sedimentos, em geral, em percentagens bastante pequenas. Para os concentrar, com vista ao estudo da sua abundância relativa, as técnicas laboratoriais recorrem normalmente à utilização de "*líquidos densos*". O líquido denso mais utilizado é o bromofórmio.

Nos minerais pesados incluem-se muitas espécies mineoálicas, quer opacas, quer transparentes, e outros provenientes da alteração destes, designados por alterites (cuja identificação mineralógica é difícil de efectuar).

- O grupo dos opacos inclui principalmente óxidos e sulfuretos, que normalmente se integram na classe correspondente aos minérios. A identificação dos opacos (e das alterites) é muito relevante nalguns estudos específicos. Como não é possível identificar estes minerais ao microscópio petrográfico, utiliza-se geralmente o microscópio metalográfico, a análise com micro-sonda electrónica e a utilização de microscópio electrónico.

- O grupo dos minerais pesados transparentes consiste predominantemente em silicatos. Como transmitem a luz polarizada, são geralmente identificados com microscópio petrográfico, embora complementarmente, para confirmação, seja conveniente recorrer à análise com micro-sonda electrónica.

Como os microscópios metalográficos são muito menos comuns do que os microscópios petrográficos, a maior parte dos trabalhos sobre minerais pesados incide predominantemente sobre as espécies transparentes.

Os primeiros estudos utilizando minerais pesados foram efectuados no final do século XIX. Contudo, até ao início do século XX, o estudo da composição mineralógica dos sedimentos era feito, essencialmente, do ponto de vista qualitativo.

Foi Edelmean (1933) que realizou o primeiro estudo sedimentológico baseado no exame sistemático da distribuição dos minerais, autor este que introduziu o conceito de "*província sedimentar*" para designar o conjunto de sedimentos que possuem a mesma idade de formação, a mesma origem e a mesma distribuição.
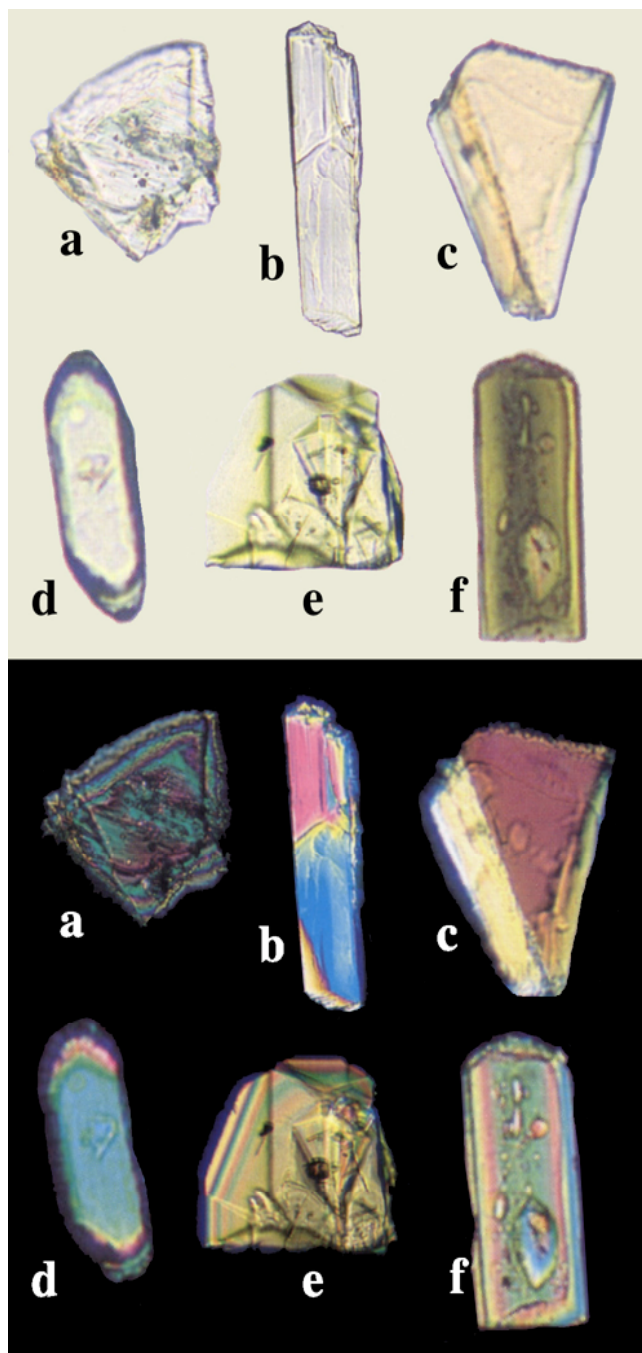
Fig. 79 Alguns minerais pesados transparentes como aparecem observados com microscópio petrográfico, sem luz polarizada e com luz polarizada. a) olivina; b) silimanite; c) estaurolite; d) zircão; e) esfena; f) turmalina.

Nas décadas de 50 e 60 do século XX a escola francesa desenvolveu bastante esta linha de investigação, tendo conseguido assinalável êxito na utilização das diferentes espécies ou variedades de espécies como indicadores de origem e como traçadores do transporte sedimentar.

Foi, no entanto, a escola norte-americana que desenvolveu, sobretudo após a II Guerra Mundial, a interpretação do comportamento hidrodinâmico dos diferentes grãos de minerais pesados presentes em diferentes ambientes

sedimentares actuais, linha esta que se iniciou com o trabalho de Rubey (1933). O trabalho desenvolvido pela escola americana permitiu concluir que a separação selectiva das partículas é tanto mais eficaz quanto maior for o contraste existente entre os valores da velocidade de sedimentação, da velocidade de corte crítica ou da tensão de corte crítica. O modo como os grãos são transportados (tracção ou suspensão) determina qual ou quais das grandezas referidas são preponderantes no processo de selecção. É, assim, possível interpretar a distribuição das diferentes espécies mineralógicas à luz da acção dos diferentes processos sedimentares.

A razão minerais pesados / minerais leves varia muito com a fracção granulométrica observada (normalmente as fracções mais finas são mais ricas em minerais pesados), bem como de sedimento para sedimento. O conteúdo em minerais pesados na areia é, em geral, inferior a 2%. Nalguns casos, no entanto, podem ocorrer em percentagens muito maiores, chegando a constituir mais de 50% da areia (como acontece, por vezes, nos níveis de minerais pesados presentes em sequências sedimentares das praias). Embora raramente, a generalidade do sedimento pode ter conteúdos em minerais pesados bastante abundantes de determinadas espécies mineralícas. É o que acontece, com frequência, na praia de S. Torpes, a sul de Sines, em que a ilmenite chega a representar mais de metade do sedimento.

VII.2. Procedimentos

A preparação das amostras para análise dos minerais pesados é, em geral, análoga à que se adopta para a peneiração das areias. Normalmente utilizam-se as fracções granulométricas 2ϕ a 3ϕ (0,250 a 0,125mm) e 3ϕ a 4ϕ (0,125 a 0,063mm), embora em casos específicos se utilizem outras fracções. Para eliminar os carbonatos as amostras são atacadas com HCl a 10%.

A separação entre "minerais pesados" e "minerais leves" pode ser efectuada através de várias técnicas (centrifugação, funis, etc.) recorrendo ma líquidos densos. Nalguns casos utilizam-se complementarmente separadores magnéticos que permitem constituir subgrupos definidos por susceptibilidades magnéticas diferentes, o que facilita a identificação das espécies mineralícas. Noutros casos, usam-se vários líquidos densos, o que permite obter subgrupos baseados na densidade, o que também facilita, obviamente, a identificação. Alguns dos líquidos mais utilizados são o bromofórmio (d=2,89), o tetrabromometano (d=2,96), o di-iodometano (d=3,32), e a solução de Clerici (d=4,24). Estes líquidos são altamente tóxicos.

A separação com recurso a líquidos densos (separação gravítica) é a técnica mais utilizada. Geralmente utiliza-se apenas um líquido, o bromofórmio. Nesta técnica, após a separação, os minerais devem ser limpos dos resíduos dos líquidos densos, para o que se utilizam diluentes orgânicos, como o tetracloreto de carbono, o benzeno, o álcool etílico e a acetona.

Por vezes utilizam-se ultra-sons antes e/ou depois da separação para remover impurezas que possam estar aderentes à superfície dos grãos. Se o "resíduo pesado" é grande (isto é, se há muitos minerais pesados) torna-se necessário quartear a amostra resultante da separação, sendo conveniente utilizar para o efeito um micro-repartidor (*micro-spliter).*

Para observação microscópica, e para ficar com a amostragem permanentemente disponível para observação (análise ou comparação), os minerais pesados devem ser montados numa lâmina utilizando uma resina não birrefrangente, como o bálsamo do Canadá (n=1,54). A quantidade de grãos separados para observação microscópica deve ser suficiente para preencher a área útil da lâmina que vai ser observada ao microscópio petrográfico, sem haver sobreposição de grãos.
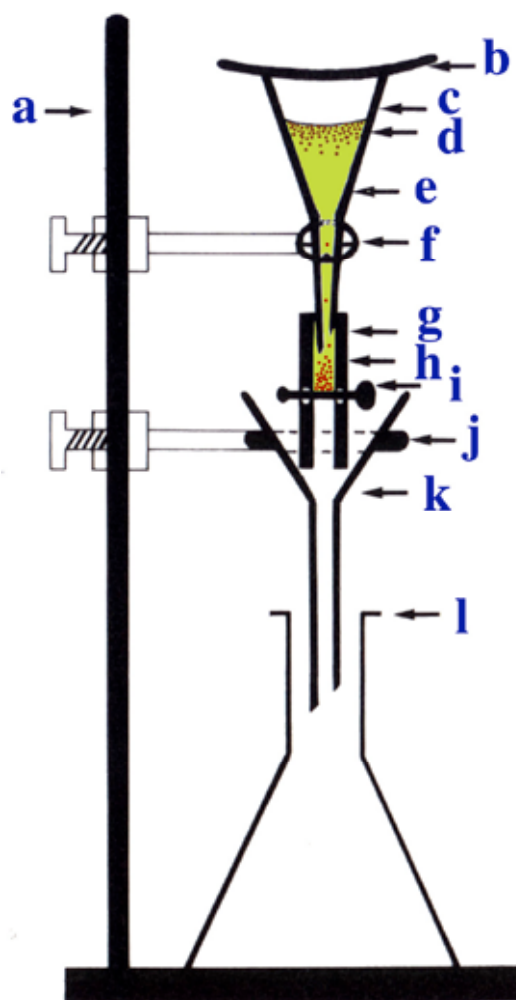
Fig. 80 - Estrutura para separação de minerais pesados por sedimentação gravítica. a) estrutura de apoio; b) vidro de relógio; c) funil de separação; d) minerais leves; e) líquido de separação; f) suporte do funil; g)tubo de borracha; h) minerais pesados; i) pinça que não deixa (ou deixa) passar o líquido e a fracção pesada; j) suporte do funil de filtração; k) funil de filtração; l) frasco de recepção. Adaptado de Mange e Maurer (1992).

A identificação rotineira dos minerais pesados (espécies transparentes) é normalmente efectuada ao microscópio polarizante de luz transmitida, observando-se os grãos montados em lâminas, sem tratamento especial. Quando se pretende efectuar um estudo mais detalhado, os grãos montados na lâmina são seccionados e desgastados até à espessura de 30m, podendo ser também polidos, o que facilita a identificação dos minerais opacos utilizando luz polarizada reflectida. Contudo, na maior parte dos trabalhos, efectua-se apenas a observação dos grãos "tal e qual", sem desgaste.

A selecção dos grãos a identificar deve obedecer a critérios estatísticos (análogos aos que se utilizam na análise da fracção grosseira). Os métodos utilizados variam com os autores. Dois dos métodos mais vulgarizados recorrem à identificação de todos os grãos presentes em quadrados não adjacentes do reticulado, e à identificação apenas dos que intersectam um ou mais fios do retículo em todo o seu comprimento (é realizada uma contagem ao longo de uma linha).

Identifica-se um mínimo de 100 grãos por lâmina. No sentido de ampliar a significância estatística, alguns autores procedem à análise de 200, 300 ou, mesmo, 500 grãos por lâmina.

A utilização de microscópio petrográfico de luz transmitida permite apenas reconhecer as espécies transparentes, ficando de fora a possibilidade de identificação dos grãos opacos.

A realização do trabalho de identificação exige treino especial. Para a identificação de cada espécie é necessário proceder à observação com luz transmitida não polarizada e polarizada, estimar a birrefrangência, ter em atenção ao pleocroísmo, analisar as figuras de interferência, etc.

VII.3. Estabilidade Mineralógica

A interpretação dos resultados provenientes da identificação dos minerais pesados tem que ter em consideração vários factores, sendo um dos mais importantes a estabilidade mineralógica de cada espécie.

O assunto é algo polémico porquanto a ordem de estabilidade dos diferentes minerais varia um pouco consoante o autor. Tal deriva do facto dessa ordem de estabilidade depender das características químicas do meio.

Por exemplo, a apatite é muito sensível em meios ácidos. Como tal, os sedimentos que estiveram integrados em meios com pH reduzido não têm apatite nos cortejos de minerais pesados, exceptuando os casos em que estavam presentes iões de Ca^{3+}, pois que a presença destes iões reduz a solubilidade da apatite. Porém, quando os sedimentos não foram sujeitos a essas condições de pH reduzido, a apatite sobrevive bastante bem.

Assim, as ordens de estabilidade apresentadas pelos diferentes autores devem ser interpretadas convenientemente, e utilizadas apenas como guia genérico.

Tabela 14 -Ordem de estabilidade dos minerais pesados, segundo Pettijohn *et al.* (1973)

Estabilidade	Minerais
Muito instáveis	Olivina
Instáveis	Hornblenda
	Actinolite
	Augite
	Diópsido
	Hiperstena
	Andalusite
Moderadamente estáveis	Epídoto
	Cianite
	Granada (rica em ferro)
	Silimanite
	Esfena
	Zoisite
Estáveis	Apatite
	Granada (pobre em ferro)
	Estaurolite
	Monazite
Ultra-estáveis	Rútilo
	Zircão
	Turmalina
	Anátese

VII.4. Resultados

Como se referiu, os minerais pesados são, frequentemente, bons indicadores de proveniência. Algumas espécies são pouco comuns e ocorrem em rochas específicas, o que facilita a identificação da sua origem. Por vezes, para confirmar essa origem, torna-se necessário efectuar análises comparativas complementares utilizando, por exemplo, as características morfológicas microscópicas ou, mesmo, geoquímicas.

Por exemplo, na plataforma continental portuguesa setentrional, a sul do canhão submarino do Porto, a profundidades superiores a 150m, foi identificada olivina nas amostras. A olivina é um mineral que ocorre em rochas ígneas básicas e ultrabásicas, como o gabro, o peridotito e o basalto, rochas estas que não existem na região, havendo uma variedade rica em magnésio (forsterite) que pode ter origem em calcários dolomíticos afectados por metamorfismo térmico.

A análise química da olivina encontrada indicou tratar-se da variedade forsterite. Acresce que a olivina é um mineral muito pouco estável (isto é, altera-se facilmente), pelo que a origem tinha que ser local, o que era confirmado pela angulosidade revelada pelos grãos. Foram também identificados nessas amostras, entre outros, diópsido, augite e hiperstena.

A exploração de dados de outra índole, designadamente a análise e interpretação de perfis batimétricos e de reflexão sísmica ligeira, seguida da pesquisa do local com um ROV (veículo de operação remota – *remoted operated vehicle*) vieram a indicar existir, na zona das cabeceiras do canhão submarino do Porto, uma estrutura rectilínea de relevo negativo (depressão) correspondente a um filão desmantelado possivelmente associado a vulcanismo, actualmente muito erodido.

Muito provavelmente, a augite e a hiperstena têm como rocha mãe a massa vulcânica propriamente dita, enquanto a olivina e o diópsido têm origem na rocha encaixante dolomítica que terá sido metamorfizada devido à instalação da rocha básica.
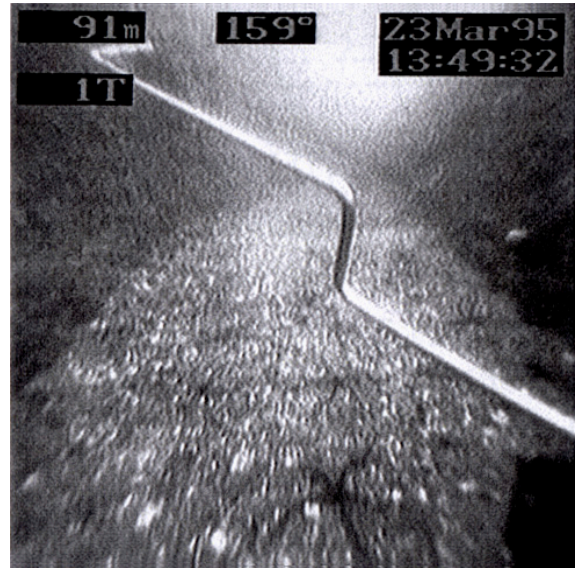
Fig. 81 -Fotografia obtida com um ROV da depressão parcialmente preenchida por sedimentos, correspondente ao local de encaixe do filão. Segundo Cascalho (2000).

VIII. TIPOS DE PARTÍCULAS SEDIMENTARES

VIII.1. Introdução

Os sedimentos e as rochas sedimentares cobrem cerca de 80% da superfície terrestre. Contudo, constituem apenas uma película muito fina que corresponde a 1% do volume da Terra.

Consequentemente, a grande maioria dos fundos oceânicos está coberta por sedimentos, embora a espessura da coluna sedimentar seja muito variável, oscilando entre milímetros e muitas centenas de metros, podendo atingir mesmo mais de 9km, como se verifica nalgumas fossas abissais. As idades destes sedimentos são, também muito variadas. Estima-se que os sedimentos oceânicos mais antigos têm cerca de 200 milhões de anos.

As partículas que constituem os sedimentos oceânicos têm origens muito variadas. Muitas, provêm das áreas continentais emersas. Muitas outras são constituídas em meio marinho pelos mais diversos organismos, integrando-se nesta categoria quer as fezes produzidas por partes deles (coprólitos), quer as peças dos seus esqueletos (dentes, vértebras, etc.), quer os endo-esqueletos da micro-fauna e da micro-flora (carapaças de foraminíferos, valvas de diatomáceas, espículas de radiolários, frústulas de cocolitoforídeos, etc.). Quantidade significativa de partículas provém dos materiais lançados para a atmosfera (*tephra*) pelas erupções vulcânicas (partículas vulcanogénicas), quer por caírem directamente no oceano, quer depois de circularem mais ou menos tempo na estratosfera. Várias outras partículas são geradas directamente no meio marinho (glauconite, nódulos de manganês, etc.). outras, ainda, provêm do espaço extra-terrestre (partículas cosmogénicas).

A análise de muitas destas partículas permite-nos conhecer a história da Terra. A maior parte dos conhecimentos que actualmente temos das mudanças que se verificaram no oceano e no clima durante os últimos milhares ou milhões de anos (ou seja, sobra a paleo-oceanografia e a paleo-climatologia) deve-se, precisamente, ao estudos dessas partículas. A este propósito refere-se, a título de exemplo, que a análise das paleotanatocenoses de foraminíferos permite-nos conhecer com bastante precisão as temperaturas superficiais que no passado existiram no oceano, quer no verão, quer no inverno.

Tabela 15 - Áreas e respectivas percentagens dos diferentes depósitos nos fundos oceânicos

Tipo de Depósito		Atlântico		Pacífico		Índico		Oceano Mundial	
		área	%	área	%	área	%	área	%
Terrígenos	poligénicos	26 623	28,9	29 254	16,3	6 694	8,9	62 571	18,1
	glaciais (icebergs)	1 190	1,0	4 501	3,0	2 745	4,0	8 436	2,0
	argilas pelágicas	7 284	7,9	70 847	39,4	13 490	18,0	91 617	26,4
Biogénicos	vasas carbonatadas	49 588	53,9	61 556	33,6	40 132	53,6	151 276	43,6
	vasas siliciosas	7 387	8,0	13 526	8,1	11 856	15,8	32 765	9,4

VIII.2. Partículas Terrígenas

VIII.2.1. Generalidades

Todas as partículas provenientes da desagregação das rochas designam-se por "terrígenas". A esmagadora maioria destas partículas tem origem nas áreas emersas dos continentes. Contudo, a acção das ondas e das correntes, bem como a alteração química, conduzem também, obviamente, à desagregação das rochas submersas, produzindo-se, aí, também, partículas terrígenas, embora a quantidade seja desprezível no que se refere ao cômputo global de fornecimento de terrígenos ao oceano.

Na terminologia de vários autores, as partículas aqui referidas são designadas por “litoclásticas”, sendo o termo “terrígeno” reservado apenas para as partículas que são transferidas do continente emerso (isto é, de terra) para o mar. assim, as partículas vulcanogénicas seriam litoclásticas mas não terrígenas. Contudo, para simplificar, segue-se neste texto a escola científica que considera os termos “litoclástico” e “terrígeno” como sinónimos.

A quantidade média de partículas terrígenas transferidas anualmente do continente para o oceano é superior a 20 biliões de toneladas (não considerando, evidentemente, as substâncias que para aí são transportadas em suspensão e acabam, por acção química ou biogénica, por ir integrar os sedimentos), ou seja, mais de 75% da quantidade total de materiais que anualmente, chega aos fundos marinhos.

Se esta quantidade fosse distribuída homogeneamente pelos fundos oceânicas, em cada km^2 depositar-se-iam, em cada ano, 35,6 toneladas de materiais.

Tabela 16 - Quantidades estimadas de sedimentos transferidos do continente para o oceano

Meio de Transporte	Fornecimento (10^9 toneladas)	Percentagem (%)
Rios (esc. superficial)	18,3	85,9
Vento (transporte eólico)	0,6	2,8
Glaciares (icebergs)	2,0	9,4
Ejecções vulcânicas	0,15	0,7
Erosão costeira	0,25	1,2

VIII.2.2. Processos de Fornecimento

Os principais agentes de transporte de partículas terrígenas da parte emersa dos continentes para o meio oceânico são os que a seguir se discriminam.

VIII.2.2.1. Rios

A escorrência hídrica superficial, principalmente os rios constitui o principal processo de transferência de sedimentos do continente para o mar. Estima-se que, na globalidade, o abastecimento fluvial introduza anualmente no meio oceânico cerca de 18,3 biliões de toneladas de sedimentos, isto é, perto de 86% da totalidade de partículas terrígenas que, todos os anos, em média, chegam ao oceano.

As partículas grosseiras que chegam, via fluvial, ao mar, tendem a depositar-se na zona costeira, sendo redistribuídas ao longo do litoral pelos processos costeiros. As partículas finas, transportadas em suspensão, deslocam-se para mais longe da costa, sendo redistribuídas numa escala regional pelas correntes. Se a carga sedimentar em suspensão e o caudal hídrico são grandes e a agitação marinha é fraca, é frequente formarem-se frentes onde é possível distinguir bem o contacto entre as águas provenientes do rio (acastanhadas, com grande carga sedimentar em suspensão), e as águas marinhas (esverdeadas ou azuladas, com pequena carga sedimentar em suspensão).

Quando o caudal sólido fluvial afluente ao meio marinho é relativamente pequeno, os sedimentos são redistribuídos pelo litoral e plataforma (ou seja, a eficácia dos processos de distribuição é maior do que a dos processos de fornecimento), e junto à desembocadura não se constituem grandes corpos sedimentares. Quando o caudal sólido fluvial é grande (isto é, quando a eficácia dos processos de fornecimento supera a dos de distribuição), a agitação marítima não consegue remobilizar a totalidade dos sedimentos e formam-se grandes acumulações sedimentares sob a forma de deltas.

Fig. 82 - Delta do Mississipi, dominado pelo processos fluviais. Com frequência é designado por "delta em pata de pássaro" devido à sua forma.

A forma destes é condicionada pelos níveis de actuação dos principais processos de distribuição (ondas e marés). Assim, se a agitação marítima é pouco energética e a amplitude das marés é pequena formam-se "deltas dominados por processos fluviais", de composição essencialmente lodosa, com vários distributários, que progressivamente vão ocupando transversalmente a plataforma continental, como sucede no delta do Mississipi.

Se a agitação marítima é forte e a amplitude da maré é pequena, as ondas procedem à redistribuição dos sedimentos grosseiros e remobilizam as partículas finas (que acabam por passar para a plataforma continental), constituindo-se um "delta dominados pela onda", que se expressa somente por uma pequena protuberância do litoral, essencialmente arenosa, apenas com um único distributário, como acontece com o delta do São Francisco.

Quando a agitação marítima é pequena mas a maré tem grande amplitude (>4m), são as correntes de maré que modelam os sedimentos fluviais, formando-se "deltas dominados pela maré", constituídos por bancos e ilhas bastante alongadas no sentido do fluxo da maré, que progressivamente se vão desenvolvendo pela plataforma continental, como acontece com o delta do Ganges-Bramaputra.

Em Portugal, os dois principais deltas são o do Tejo (que desagua no Mar da Palha), que tipologicamente se aproxima de um delta dominado pela maré, e o do Guadiana, que tem características de delta dominados pela onda.

Fig. 83 - Delta do Guadiana. Nesta fotografia vê-se bem a saliência provocada no litoral pelo desenvolvimento do delta.

A expressão emersa e intertidal da parte sub-aérea dos deltas é, em geral, largamente excedida pela parte submarina dos deltas (também designados por cones submarinos de dejecção), dos quais o maior é o do sistema Ganges – Bramaputra, com comprimento superior a 2500km, área de cerca de 2 10^6 km^2, e volume superior a 5 10^6 km^3. Este volume é semelhante ao que todos os rios do mundo exportariam para o oceano durante 400 000 anos. Estima-se que este enorme corpo sedimentar foi sendo construído ao longo dos últimos 20 milhões de anos.

Embora menor, o delta submarino (ou cone submarino de dejecção) do Amazonas, formado nos últimos 10 ou 15 milhões de anos, é, também, impressionante. Prolonga-se pelo fundo do Atlântico por mais de 700km, até á crista

média, estimando-se que o peso dos materiais nele contidos é superior a 5 10^5 biliões de toneladas. Na zona de transição entre o continente e o oceano a espessura dos sedimentos é da ordem dos 8km (superior à profundidade máxima do oceano onde o rio aflui).

VIII.2.2.2. Vento

O vento, através do qual grande quantidade de partículas fina é transferido do continente para o oceano. Porém, no cômputo global, o fornecimento eólico corresponde apenas a menos de 3% (0,6 biliões de toneladas) do total de sedimentos terrígenos que anualmente chegam ao meio oceânico. Todavia, reveste-se de importância especial porquanto, em muitos casos, consegue transportar e distribuir partículas muito finas por todo o oceano mundial, designadamente para o meio das bacias oceânicas onde, normalmente, as taxas de acumulação sedimentar são muito pequenas.

Devem considerar-se dois tipos de distribuição pelo vento: na baixa e na alta atmosfera. Na baixa atmosfera, em geral, as partículas transportadas tendem a ser maiores. Junto à superfície, ocasionalmente, o vento consegue transportar, em suspensão, partículas grosseiras (por vezes com 2mm ou mais). No entanto, em geral, tal não é considerado nos cômputos globais, até porque estas partículas não se mantêm em suspensão, a quantidade fornecida ao oceano é muito pequena, a carga sólida deposita-se imediatamente na zona costeira e, em termos genéricos, o volume mobilizado é largamente excedido pelo processo inverso, isto é, pelas partículas que são deslocadas eolicamente de praia para o continente.

O volume de sedimentos transportado eolicamente para o oceano está relacionado, também, com o vulcanismo e a quantidade de materiais que são ejectados para a atmosfera. Por exemplo, estima-se que, por ocasião da erupção do vulcão Tambora, na Indonésia, em 1815, 40 biliões de toneladas de materiais foram ejectados para a atmosfera, parte dos quais foram transportados eolicamente, acabando por se depositar nas bacias oceânicas.

Na distribuição oceânica de partículas transportadas eolicamente verifica-se tendência para existirem maiores concentrações em duas bandas centradas a cerca de 30ºN e 30ºS de latitude. O maior volume de partículas transportadas para domínio oceânico são as altas cadeias montanhosas e os desertos.

Só no que se refere ao deserto do Sahara, as estimativas do fluxo anual de material eólico para o Atlântico variam, consoante os autores, entre 30 e 260 milhões de toneladas. Aliás, a importância deste fornecimento sedimentar pode ser aquilatado, no sul da Península Ibérica, através das "chuvas de sangue" que por vezes aí ocorrem, e que mais não são do que materiais presentes na atmosfera, provenientes do Sahara, que atingem a superfície devido à precipitação.

A eficácia deste processo de fornecimento ficou comprovada em 1986, aquando do desastre da central nuclear de Chernobyl: algumas semanas após o acidente foram colhidos e identificados materiais provenientes da explosão a várias centenas de metros de profundidade, no Mediterrâneo.

VIII.2.2.3. Gelo

O gelo, particularmente no que se refere aos *icebergs* que se desprendem dos glaciares e das calotes polares, constitui outro meio importante de transporte de partículas terrígenas para o meio marinho. Efectivamente, estes transferem para o oceano não só os produtos directamente resultantes da erosão glaciária, mas também cinzas vulcânicas transportadas eolicamente (quer na baixa, quer na alta atmosfera) para as calotes e para os glaciares de montanha, onde se foram acumulando ao longo de milhares de anos. Em termos médios, o volume da carga sedimentar dos *icebergs* é da ordem de 0,5% a 1,5%. Estima-se que, em média, cerca de 2 biliões de toneladas de sedimentos cheguem anualmente ao oceano por esta via.

Apesar deste processo de abastecimento ser relativamente modesto em termos globais, o fundo de algumas regiões marinhas (principalmente a latitudes elevadas) é dominado por este tipo de sedimentos. Por outro lado, os icebergs que se desprendem dos glaciares conseguem transportar materiais (designadamente seixos e calhaus, geralmente estriados) até latitudes relativamente baixas. Esses elementos litogénicos (finos e grosseiros) vão sendo libertados à medida que o iceberg se vai fundindo, depositando-se nos fundos oceânicos, por vezes a grandes profundidades, em regiões caracterizadas por sedimentação muito fina. Consequentemente, o transporte por icebergs é um processo de distribuição e de fornecimento de sedimentos terrígenos pelas bacias oceânicas (principalmente nas altas a médias latitudes) bastante eficaz.

No passado recente da Terra houve fases em que em que este tipo de fornecimento foi muito abundante, conduzindo à formação de níveis enriquecidos neste tipo de partículas, designados por níveis de Heinrich.

O principal fornecedor de gelo glacial (icebergs) para o oceano é a Antárctica, que tem um comprimento total de litoral glaciado superior a 30 000km. Estima-se que anualmente sejam aí produzidos cerca de 220 000 icebergs, correspondente a um volume total médio de cerca de 18 000km^3. Vários destes icebergs sobrevivem no oceano, indo sendo fundidos e largando a carga sólida para o fundo, durante mais de 12 anos.

A Groenlândia, em que muitos glaciares se deslocam 20 a 30m por dia, produz anualmente entre 10 000 a 50 000 icebergs, sendo responsável por cerca de 90% do total de icebergs do hemisfério norte. Estes icebergs deslocam-se para sul, chegando a viajar 2500 ou 3000km e, nalguns anos, 5000km, atingindo a latitude de 30ºN.

VIII.2.2.4. Vulcanismo

Outro processo importante de fornecimento de partículas litogénicas ao meio oceânico é o vulcanismo. É responsável pela ejecção de grandes quantidades de materiais

directamente para a atmosfera, sendo muitos destes transportados eolicamente e distribuídos por vastas regiões, chegando mesmo, quando atingem a alta atmosfera, a ser espalhados por toda a Terra.

Em média, estima-se que este contributo em partículas litoclásticas atinja 0,15 biliões de toneladas anualmente, embora a variabilidade interanual seja muito elevada. O vulcanismo abastece o oceano com partículas litogénicas de diferentes modos:

a) as acumulações de materiais lávicos e de piroclastos que atingem a zona litoral acabam por ser erodidos pelos processos marinhos, sendo redistribuídos no meio oceânico;

b) se o vulcão não está longe do litoral, grandes quantidades de *tephra* (conjunto dos materiais piroclásticos ejectados pelo vulcão, designadamente blocos, bombas vulcânicas, *lapilli* e cinzas) caiem directamente no meio marinho;

c) alguma da componente mais fina dos *lapilli* (partículas piroclásticas entre 64mm e 2mm) e muitas cinzas vulcânicas (partículas menores que 2mm) são transportadas eolicamente, acabando muitas destas partículas por cair no oceano;

d) cinzas vulcânicas finas e poeiras vulcânicas são frequentemente ejectadas para a alta atmosfera, acabando por ser distribuídas por todo o globo, acabando, grande parte, por cair no mar.

A quantidade de materiais que atinge a alta atmosfera é, nalguns casos, muito grande. Como o diâmetro médio destas partículas é, tipicamente, 0,5m, e como os comprimentos de onda do espectro da luz visível variam entre 0,3m e 0,8m, as cinzas vulcânicas tendem a absorver e difractar a radiação solar incidente. Os *tephra* emitidos para a estratosfera por uma grande erupção demoram vários dias até dar a volta à Terra. Cerce de 6 meses após a emissão inicial, produzem um véu global sobre o planeta. Consequentemente, as erupções vulcânicas em que grandes quantidades de cinzas são ejectadas para a estratosfera podem induzir alterações climáticas de curto período importantes.

Quando, em 1816, se verificou a erupção do Monte Tambora, na Indonésia, as cinzas vulcânicas introduzidas na alta atmosfera provocaram uma redução na penetração da luz solar de tal modo intensa que se estima que a temperatura média da atmosfera mundial tenha descido mais de 1ºC, não tendo recuperado totalmente nos dois anos seguintes. O impacto climático foi tal que 1816 ficou conhecido na Europa e na América do Norte como o “ano sem Verão”, visto que em várias regiões caracterizadas por temperaturas estivais moderadas a elevadas chegou mesmo a nevar em pleno Julho. Como é evidente, essas cinzas, mais tarde ou mais cedo, voltaram a cair na superfície terrestre e, muitas delas, em meio oceânico.

Casos semelhantes não são raros. As erupções vulcânicas do Japão e da Islândia, em 1783, parecem ter provocado um arrefecimento de 1,3ºC, apenas se tendo voltado aos valores “normais” de temperatura uma ou duas décadas mais tarde. Também a erupção do Krakatoa, em 1883, parece ter provocado ligeira redução da temperatura atmosférica nas duas décadas seguintes.

Fig. 84 Imagem da erupção de 1957/58 do vulcão dos Capelinhos, nos Açores. Extraído de Forjaz (1997).

Estas partículas vão sedimentando através da atmosfera de acordo com as suas dimensões e densidades. Em geral, a maior parte das cinzas deposita-se após um ou dois anos em suspensão na atmosfera. No entanto, estima-se que seja necessário decorrer uma década ou mais para que todas as cinzas emitidas para a estratosfera por uma erupção sejam depositadas. Como é evidente, a deposição destas partículas é ubíqua, depositando-se a maior parte em domínio oceânico.

As grandes erupções conduzem, por vezes, no fundo dos oceanos, a níveis sedimentares bastante enriquecidos em cinzas vulcânicas. Constituem, consequentemente, elementos de datação valiosos.

VIII.2.2.5. Movimentos de Massa

Os movimentos de massa que ocorrem nas vertentes costeiras podem deslocar para meio marinho grandes quantidades de materiais terrígenos. Estes materiais podem ser transferidos do continente emerso para o domínio oceânico costeiro por diferentes tipos de movimentos de massa, designadamente por queda de blocos nas arribas, por deslizamentos de terras que terminam no mar, por fluxos granulares, como os movimentos de terras (*earthflows*) e as

avalanches, e por fluxos aquosos, como os fluxos detríticos (*debris flows*) e os fluxos de lama (*mudflows*).

Existem múltiplos casos que exemplificam como estes processos de fornecimento de terrígenos para o oceano podem ser localmente muito intensos.

Fig. 85 - Vista aérea do litoral de Vargas, na Vanezuela, onde são visíveis as cicatrizes de abundantes fluxos de detritos, os sedimentos recentemente acumulados nos vales, vários deltas recém-constituídos e intensas plumas túrbidas no mar das Caraíbas.

Na parte norte da Venezuela, durante as primeiras duas semanas de Dezembro de 1999, ocorreu precipitação extremamente elevada (considerada como a maior dos últimos 100 anos), na sequência do que ocorreram grandes cheias súbitas e numerosos movimentos de massa de todos os tipos (que provocaram dezenas de milhares de mortos e desaparecidos e prejuízos de biliões de dólares). Grande parte dos materiais mobilizados foram directamente exportados para o mar, ou deram origem a acumulações litorais que a erosão costeira remobilizará mais tarde ou mais cedo, ou ficaram acumulados nos vales, de onde serão remobilizados para o mar.
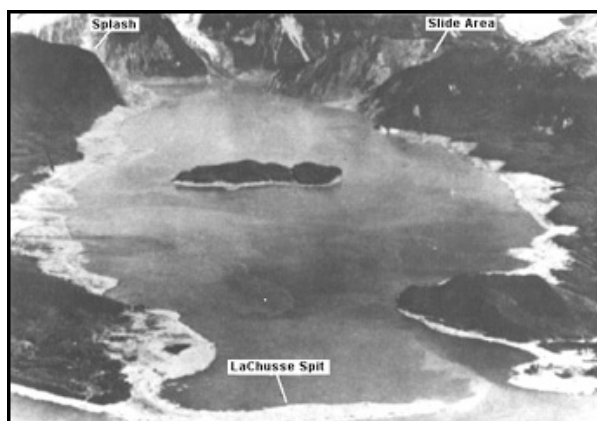
Fig. 86 Panorâmica de Lituya Bay, no Alaska, após a ocorrência do grande deslizamento de 9 de Julho de 1958, que terminou na baía, provocando um tsunami de grande altura. A área de cedência da vertente localiza-se na parte superior direita da fotografia. (Origem: Lander e Lockridge).

Outro exemplo interessante foi o que ocorreu em Lituya Bay, no Alaska, em 9 de Julho de 1958. Na sequência de um sismo, verificou-se a cedência de uma das vertentes da baía, provocando um grande deslizamento que terminou no meio aquático. O volume de materiais que subitamente foi introduzido na baía foi tal que gerou um *tsunami* local, que fez com que a água chegasse à cota de 525 m na vertente oposta. Este *tsunami* é considerado o maior de que há notícia. A quantidade de materiais terrígenos que subitamente foi introduzido no meio marinho foi muito grande. Os materiais mobilizados pelos movimentos de massa que terminam em meio marinho são redistribuídos regionalmente pelos processos costeiros.

VIII.2.2.6. Erosão Costeira

A erosão costeira é outro processo de fornecimento de terrígenos para o meio oceânico. Em termos globais, estima-se que, em média, a erosão costeira seja responsável por cerca de 1,2% dos materiais deste tipo que anualmente chegam ao mar. Devem considerar-se 3 casos distintos a seguir referenciados.

A erosão de afloramentos rochosos costeiros e de arribas talhadas em rochas consolidadas é responsável pela produção de pequeno volume sedimentar. Quando as rochas erodidas são eruptivas ou metamórficas, os sedimentos resultantes podem ter grande quantidade de minerais menos comuns (granada, zircão, olivina, estaurolite, etc. etc.). Os grãos de quartzo resultantes desta erosão são geralmente angulosos e sem (ou com poucas) marcas de transporte. Por essas razões, as partículas assim produzidas podem servir de bons identificadores da origem dos sedimentos marinhos e de traçadores eficazes da dinâmica sedimentar. Se as rochas erodidas são sedimentares, como estas têm geralmente elevada maturidade sedimentar, o processo fornece, essencialmente, materiais quartzosos (em geral com índice de rolamento elevado). Se as rochas sedimentares são do tipo carbonatado, a erosão costeira produz poucas partículas (devido à dissolução do material) e a maior parte destas é rapidamente dissolvida.

Em Portugal, verifica-se que vários troços costeiros estão sujeitos a estes tipos de erosão costeira. Por exemplo, no litoral do Minho, há grandes extensões de rochas metamórficas (muitas com elevado grau de metamorfismo) e eruptivas que estão a ser erodidas. Na costa vicentina e do sudoeste alentejano as arribas estão talhadas, essencialmente, em rochas xisto-grauváquicas, de baixo grau de metamorfismo, sendo a produção sedimentar pequena e constituída em geral por partículas finas. No litoral do barlavento algarvio dominam as rochas carbonatadas sendo poucos, consequentemente, os sedimentos produzidos.

A erosão de arribas talhadas em rochas pouco consolidadas é responsável, em comparação com o caso anterior, pela produção de grande volume sedimentar. Como é evidente, a quantidade e qualidade das partículas fornecidas pela erosão costeira ao meio marinho depende das características

granulométricas e composicionais das formações em que estão talhadas as arribas.

Em Portugal, alguns troços costeiros são caracterizados por arribas talhadas em rochas pouco consolidadas, como são os casos do litoral a sul de Pinheiro da Cruz (entre Tróia e Sines) e do troço entre Olhos de Água e o Garrão (ou seja, a ocidente e a oriente de Quarteira).

A erosão de depósitos sedimentares costeiros recentes (isto é, constituídos nos últimos milhares de anos) pode produzir grandes volumes sedimentares. Estes depósitos são, em geral, arenosos e quártzicos. Com frequência, devido ao recuo da linha de costa, os depósitos erodidos são corpos dunares.

Em Portugal , vários troços costeiros estão sujeitos a este tipo de erosão costeira. É, na generalidade, o caso dos litorais da Ria Formosa, e entre Espinho e Figueira da Foz. Este, que constituía um troço costeiro bem definido, está actualmente dividido artificialmente em dois devido à construção dos molhes da barra de Aveiro. Na parte norte de cada um destes troços costeiros (Espinho – Aveiro e Aveiro – Cabo Mondego), onde a resultante anual da deriva litoral é de norte para sul, verifica-se grande recuo da linha de costa, ou seja, grande erosão. No entanto, à medida que se progride para sul, esse recuo vai sendo progressivamente menor até praticamente deixar de haver recuo da linha de costa. Tal significa que os produtos da erosão costeira vão sendo transportados para sul, amortecendo-a. Como o défice sedimentar nesta região é da ordem de 1 a 2 milhões de m^3, o facto de praticamente não haver erosão costeira na parte meridional destes troços implica que a erosão costeira produz essa quantidade sedimentar na parte meridional.

VIII.2.3. Tipos principais de partículas

As partículas terrígenas que chegam ao oceano provêm da fragmentação e erosão das rochas. A variabilidade composicional e mineralógica das rochas que afloram à superfície da Terra é muita grande, agrupando-se em rochas ígneas (granitos, dioritos, gabros, andesitos, riolitos, basaltos, etc.), metamórficas (gnaisses, xistos, grauvaques, quartzitos, anfibolitos, etc.) e sedimentares (arenitos, calcários, conglomerados, etc.). Consequentemente, a variabilidade mineralógica e granulométrica das partículas terrígenas que são fornecidas ao meio marinho é extremamente elevada. Porém, como muitos dos minerais se alteram ou se desgastam rapidamente, os tipos de partículas mais frequentes nos sedimentos marinhos são relativamente poucos.

VIII.2.3.1. Grãos poliminerálicos

São grãos constituídos por vários minerais. Normalmente é possível identificar a rocha que lhes deu origem. Ocorrem com maior incidência nas fracções grosseira e muito grosseira (isto é, areias, principalmente nas fracções dimensométricas entre 1ϕ e –1ϕ, cascalhos, seixos, etc.) dos sedimentos.

Como, muitas vezes, é possível identificar a rocha mãe, constituem frequentemente indicadores preciosos de origem, permitindo reconhecer aspectos vários da dinâmica sedimentar.

Em 1988, H. Heinrich publicou um artigo em que relatava ter encontrado, em testemunhos de sedimentos (*cores* ou *carottes*) colhidos nas montanhas submarinas de Dreizack, no Atlântico nordeste, curiosos níveis sedimentares em que existiam grãos provenientes de rochas do Canadá. Com base neste facto, o autor deduziu que tais elementos tinham sido incorporados em glaciares e posteriormente transportados em icebergs pelo Atlântico, indo-se depositando nos fundos oceânicos à medida que esses icebergs se iam fundindo. Esses níveis ficaram conhecidos, desde então, pela designação de “Níveis de Heinrich”, e os períodos de libertação maciça de icebergs pelo nome de “Períodos de Heinrich”.

No início de 1982, no decurso do cruzeiro científico Seagal (chefe de missão, J. C. Sibuet), colheram-se vários testemunhos de sedimentos no topo e no flanco ocidental da Montanha Submarina da Galiza. A análise desses testemunhos revelou que, integrados nas vasas argilosas e oozes de foraminíferos que dominavam a coluna sedimentar, ocorriam, muito esporadicamente, grãos poliminerálicos de grão fino, com dimensões que chegavam a atingir mais de 1cm, por vezes com estrias. Dois dos cinco elementos recolhidos foram analisados petrograficamente (por L. Ribeiro), chegando-se à conclusão que as rochas de onde provieram ocorrem na Irlanda. A explicação para estas ocorrências é a de que tais elementos foram transportados para o local por icebergs, o que é consubstanciado pelas estrias observadas que indicam acção glaciária, tendo aí sido depositados devido a fusão dos icebergs (A.Dias, não publicado).

A variedade de grãos poliminerálicos que se encontram nos sedimentos marinhos é muito grande. É frequente, nalgumas regiões, principalmente em domínio de plataforma continental, encontrar fragmentos de calcário, de xisto, de grauvaque e de outras rochas microgranulares. No entanto, a subsistência destes fragmentos nos sedimentos marinhos é relativamente curta pois que têm elevada susceptibilidade à alteração, à dissolução e ao desgaste.

Por vezes encontram-se nos sedimentos da plataforma continental fragmentos areníticos com cimento carbonatado, que têm especial significado genético e paleo-ambiental. São os fragmentos de arenitos de praia (*beach-rock*) ou de duna consolidada. A ocorrência deste tipo de grãos areníticos é relativamente frequente na plataforma portuguesa.

Alguns elementos microgranulares, por vezes incluídos nesta classe, não têm origem no continente emerso e têm significado genético especial. São agregados de partículas de dimensões silto-argilosas, não raro incluindo fragmentos biogénicos, como partes de carapaças de foraminíferos. Normalmente fazem alguma efervescência com ácido clorídrico, perante o qual, normalmente, se desagregam. São os pelóides, provavelmente com origem fecal.

VIII.1.1.2. Quartzo

O quartzo existe praticamente em todas as rochas ígneas e na maior parte das rochas metamórficas, em quantidades que vão de vestigial a cerca de 40%. Devido aos fenómenos de alteração química e ao desgaste, verifica-se que normalmente as rochas sedimentares têm frequências bastante maiores de quartzo, cuja percentagem pode atingir praticamente 100% nos quartzitos.

Efectivamente, os processos sedimentares conduzem à concentração do quartzo, a qual se processa por desaparecimento da maior parte dos outros minerais. Nesses processos de transporte sedimentar verifica-se, simultaneamente, diminuição da granulometria do quartzo. Este ocorre nas rochas ígneas maioritariamente com dimensões entre 1ϕ (0,5mm) e –1ϕ (2mm), enquanto nas rochas sedimentares as maiores ocorrências se verificam nas dimensões superiores a 4ϕ (inferiores a 62m).

Embora se encontrem, nos sedimentos marinhos, variedades de quartzo colorido (róseo, citrino,etc.), a maioria é hialino ou leitoso.

Devido à sua ubiquidade nos sedimentos, que advém da sua abundância, da sua dureza e da sua estabilidade mineralógica, o quartzo é o mineral de referência para vários tipos de análises, designadamente no que se refere ao rolamento e à morfoscopia.

Com frequência, nos depósitos sedimentares da plataforma, verifica-se ocorrência de grãos de quartzo patinados, ou seja, com pátinas de diferentes cores. Parece existir consenso em que a existência e cor das pátinas são essencialmente controladas pelas características químicas do meio, e que a composição mineralógica e a quantidade de matéria orgânica do sedimento constituem factores determinantes no desenvolvimento dessas pátinas. No entanto, existe controvérsia no que se refere à determinação das condições ambientais sob as quais se desenvolvem as diferentes pátinas.

Em geral, as pátinas com cores quentes (cor de laranja a encarnado) são normalmente atribuídas à presença de óxidos de ferro férrico, e a sua génese é conotada com ambientes oxidantes. As pátinas com cores mais frias (cinzento a verde) são muitas vezes atribuídas à presença de ferro ferroso, estando a sua génese ligada a meios redutores. A durabilidade das pátinas em ambientes diferentes daqueles em que se originaram e a sua resistência à abrasão não está bem determinada.

A pigmentação alaranjada ou avermelhada tem sido objecto de várias discussões na bibliografia científica, principalmente em relação com a génese das formações avermelhadas continentais. A coloração é geralmente atribuída à presença de hematite.

Os factores principais na constituição da pigmentação por hematite parecem ser:

- presença de minerais com ferro;
- condições pós-deposicionais que favoreçam a alteração destes minerais;
- condições de Eh-Ph do ambiente intersticial que favoreçam a formação de óxidos férricos;
- ausência de condições redutoras posteriores;
- tempo suficiente para a alteração dos minerais com ferro, formação de limonite e subsequente conversão em hematite;
- possivelmente, temperaturas elevadas (> 35ºC).

As condições de formação das pátinas de ferro oxidado podem verificar-se em vários ambientes, entre os quais os desertos, as praias e os campos dunares.

Os grãos de quartzo afectados por pátinas esverdeadas são relativamente raros e parecem ocorrer principalmente na plataforma externa. A principal hipótese genética para o desenvolvimento destas pigmentações é a que a seguir se esquematiza. Num primeiro período de abaixamento do nível do mar, depósitos litorais localizados na actual plataforma externa teriam sido sujeitos a exposição sub-aérea e até, talvez, adquirido pátina alaranjada; A posterior elevação do nível do mar teriam submergido estes depósitos, os quais foram parcialmente cobertos por materiais mais modernos, desenvolvendo-se condições redutoras abaixo da interface sedimento – água. Em consequência, as pátinas alaranjadas e avermelhadas teriam sido reduzidas, tomando coloração verde. É possível que, nestas condições, mesmo algum do quartzo sem pátinas possa ter, também, adquirido pátina verde. Todavia, a origem desta pátina em antigos sistemas estuarinos ou lagunares é também aceitável.

VIII.1.1.3. Feldspatos

Os feldspatos são minerais muito comuns e essenciais de muitas rochas ígneas e metamórficas. No entanto, raramente ocorrem como minerais essenciais em rochas sedimentares. Estima-se que constituam apenas 10 a 15% das partículas terrígenas dos sedimentos modernos. Nos sedimentos marinhos essa percentagem é bastante menor. Muitas vezes não é fácil distinguir à lupa alguns tipos de quartzo do feldspato. Existem técnicas de coloração que permitem efectuar essa distinção, bem como diferençar os feldpatos potássicos das plagioclases.

As baixas frequências de feldspato nos sedimentos marinhos deve-se à relativa facilidade com que se alteram e desgastam. Precisamente por essa razão são bons indicadores da maturidade sedimento. São, também, frequentemente utilizados para estudos de proveniência sedimentar.

VIII.1.1.4. Micas

As micas (moscovite, biotite, lepidolite, …), principalmente as duas primeiras, são minerais frequentes nas rochas ígneas e metamórficas. Devido ao seu hábito lamelar, à sua baixa dureza e relativamente baixa estabilidade, ocorrem geralmente com percentagens relativamente pequenas na fracção arenosa das rochas sedimentares.

As palhetas de mica são equivalentes hidráulicos de partículas esféricas de quartzo com dimensões 4 a 12 vezes menores. Assim, a mica fina e muito fina da areia (2f a 4f) é equivalente hidráulico do silte.

Consequentemente, devido às suas características físico-químicas, ao hábito em que ocorre, e à sua presença praticamente constante (ainda que normalmente em pequenas quantidades) nos sedimentos recentes, a mica pode ser utilizada como indicador expedito e eficaz da dinâmica sedimentar.

Na plataforma SE dos Estados Unidos da América a percentagem máxima de mica na areia é da ordem de 0,25%. No entanto, na plataforma portuguesa, o valor médio (1,6%) é bastante superior a esse, registando-se valores máximos superiores a 35%. Estes valores aproximam-se dos observados em plataformas localizadas na dependência de grandes rios sujeitos a cheias, como o Níger e o Nilo, o que atesta a importância de alguns rios peninsulares (como o Minho, o Douro e o Tejo) no abastecimento sedimentar à plataforma.

VIII.1.1.5. Minerais Pesados

As rochas ígneas e várias rochas metamórficas têm, como minerais essenciais ou acessórios, minerais pesados (como andaluzite, granada, turmalina, anfíbola, zircão, estaurolite, ilmenite, magnetite, apatite, distena, rútilo, silimanite, piroxena e olivina).

A percentagem destes minerais nas rochas sedimentares é, em geral, muito pequena (0,1% a 5%), sendo normalmente ainda menor nos sedimentos marinhos.
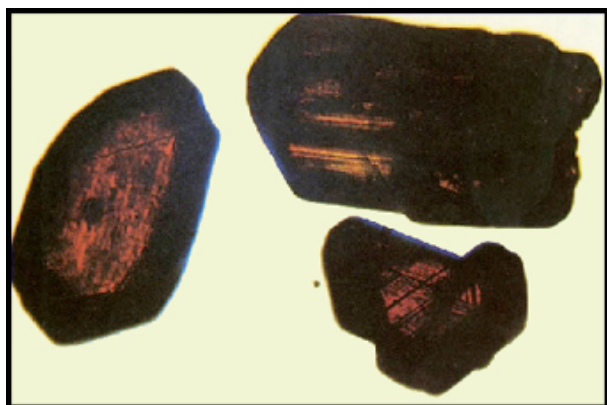
Fig. 87 - Fotografia, tirada ao microscópio óptico, de 3 grãos de rútilo detrítico.

Têm hábitos, durezas e estabilidades químicas diversificadas (dependendo das características de cada mineral), pelo que são indicadores de proveniência e traçadores da dinâmica sedimentar muito bons.

Existem minerais pesados transparentes e opacos. A identificação dos minerais pesados exige técnicas e preparação especiais, pelo que normalmente o seu estudo é efectuado por pessoal devidamente especializado.

Na plataforma setentrional portuguesa a percentagem ponderal média de minerais pesados na fracção fina da areia (2f a 3f) é de 0,25%, sendo o máximo detectado de 3,5%. Na fracção muito fina (3f a 4f) o valor médio é 0,53% e o máximo é 8,3%.

VIII.1.1.6. Argilas

Os minerais das argilas (como a ilite, a clorite, a caolinite, a montmorilonite e os interestratificados) são extremamente frequentes nos sedimentos, na fracção granulométrica argilosa (>4m, ou seja < 8f). Estes minerais resultam da alteração de minerais silicatados, como os feldspatos e os silicatos ferromagnesianos, mas podem ser, também, autigénicas.

Em termos muito esquemáticos pode dizer-se que a ilite provém da meteorização física e química das rochas, principalmente nas médias latitudes, a clorite resulta da meteorização física a latitudes elevadas, a caolinite é formada através da meteorização química nas baixas latitudes, e a montmorilonite provém da meteorização química oceânica.
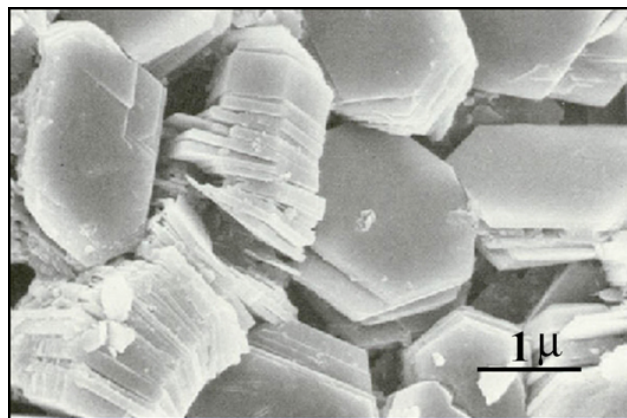
Fig. 88 - Fotografia tirada com microscópio electrónico de caolinite.

A maior parte das argilas sofre modificações de acordo com o meio em que se integram. Quando introduzidas no meio marinho, algumas sofrem modificações importantes. Assim, embora se incluam na classe das partículas terrígenas, devem ser analisadas de forma especial.

O estudo das argilas exige técnicas especiais (difracção de raios X, análise termoponderal, etc.). podem ser indicadores de proveniência, paleoambientais e da dinâmica sedimentar muito eficazes.

VIII.1.1.7. Piroclastos

É frequente encontrarem-se nos sedimentos marinhos partículas derivadas da actividade vulcânica piroclástica. Os piroclastos podem chegar às bacias oceânicas e integrar os sedimentos marinhos de várias formas:

1) como *tephra* grosseiro, isto é, blocos (elementos angulosos com mais de 64mm ejectadas pelo vulcão no estado sólido), e bombas vulcânicas (também com mais de 64mm de diâmetros mas ejectadas no estado líquido e solidificados durante o trajecto na atmosfera e que, devido a este processo, adquirem forma

fusiforme característica), e como tephra médio, ou seja, *lapilli* (partículas piroclásticas com diâmetros entre 2 e 64mm), e que caiem nas imediações do vulcão, o que significa que, em muitos casos, fornecem directamente os sedimentos marinhos;

2) como suspensões atmosféricas (de baixa altitude) constituídas por cinzas vulcânicas (partículas com menos de 2mm de diâmetro) e, mais raramente, por *lapilli*, que se dispersam devido à actuação do vento por vezes até centenas de quilómetros do local onde foram geradas;

3) como suspensões estratosféricas (de alta altitude) constituídas por cinzas vulcânicas e aerossóis, que se dispersam por todo o globo;

4) como movimentos de massa que, devido à acção da gravidade, transferem os materiais vulcânicos acumulados próximo do vulcão para zonas mais baixas, designadamente para domínio marinho; os movimentos deste tipo com mais relevância são os fluxos detríticos (*debris flows*), em que a componente aquosa é menor e em que a percentagem de materiais grosseiros (areias e cascalhos) é elevada, embora frequentemente tenham também muitos materiais finos (siltes e argilas), e que chegam a .atingir velocidades da ordem de 100 m/h, e os fluxos de lama (*mudflows*), que no caso de materiais vulcânicos adquirem a designação de *lahars*, que integram maior quantidade de água e, consequentemente, são bastante mais fluidos.

Os tephra emitidos pelas grandes erupções vulcânicas podem constituir níveis de referência, nos sedimentos marinhos, em vastas regiões. É o que se verifica no Mediterrâneo oriental, onde duas das erupções do Santorini, na Grécia, uma há 25 000 anos e outra cerca de 1450 antes da nossa era, geraram grandes quantidades de tephra que se espalharam por poda a região, e que actualmente são detectados nos testemunhos sedimentares (*cores* ou *carottes*) colhidos no fundo do mar, e que são utilizados como elementos de datação.

VIII.1.4. Transferência para Domínio Profundo

As partículas terrígenas arenosas e, mesmo, cascalhentas, são, em geral, extremamente abundantes nas plataformas continentais. Tendencialmente, a plataforma interna tem carácter bastante mais terrígeno do que a externa, tendo esta, com frequência, carácter carbonatado. Em geral, tal deve-se, principalmente, a dois factores principais: a) as partículas grosseiras tendem a depositar-se mais próximo da origem (estuários, na maior parte dos casos); b) na plataforma externa, as partículas terrígenas são mais "diluídas" por partículas bioclásticas.

Através de processos variados, em que as variações do nível médio do mar têm grande importância, a maior parte destas partículas acaba por transpor o bordo da plataforma e acumular-se na vertente e na rampa continentais.

As partículas terrígenas são transportadas para o domínio profundo das bacias oceânicas principalmente através dos seguintes processos:

- Exportação directa em suspensão, com origem nos estuários. A amplitude de tais transferências depende da largura da plataforma continental, dos caudais fluviais, do clima de agitação marítima e do tipo de marés. As plataformas estreitas e muito energéticas são mais propícias a estas transferências (pois os sedimentos finos são mantidos em suspensão), do que as plataformas largas e de baixa energia. Por via de regra, são apenas os sedimentos finos, principalmente da classe granulométrica das argilas, que conseguem ser transportados directamente em suspensão para mar aberto, isto é, onde o oceano é profundo.
- Transferência a partir da plataforma continental, durante temporais e/ou episódios de *downwelling*.
- Correntes turbidíticas originadas na vertente continental (ou nos canhões submarinos). Nas planícies abissais depositam-se essencialmente os termos superiores das sequências de Bouma, isto é, as partículas mais finas.
- Transporte eólico. Em geral, apenas as partículas de silte e, principalmente, de argila conseguem ser transportadas pelo vento directamente para mar aberto. As argilas são transportadas, muitas vezes, desta forma, até milhares de quilómetros da área emersa de onde foram remobilizadas.
- Erupções vulcânicas que fornecem directamente ao oceano circundante grande quantidade de partículas, e que, por vezes, ejectam as cinzas para a alta atmosfera, de onde acabam por ser dispersas mais ou menos por todo o planeta.
- Icebergs
- Movimentos de massa submarinos

De todos os materiais que são transportados do continente emerso para o domínio marinho apenas uma pequena parte (cerca de 7,7%) é transferido para o domínio pelágico das bacias oceânicas. Os restantes 92,3% depositam-se na margem continental.

VIII.1.5. As Argilas Pelágicas

As argilas pelágicas, frequentemente designadas também por "argilas vermelhas" ou "argilas castanhas", são comuns abaixo dos 4000m de profundidade Estes sedimentos são principalmente de origem terrígena, sendo essencialmente constituídos por argilas (clorite, ilite, caolinite e montmorilonite). Nestes sedimentos existem componentes menores variados, designadamente quartzo, cinzas vulcânicas e micrometeoritos. A componente biogénica é inferior a 30% do sedimento total.

As regiões oceânicas caracterizadas por estas argilas vermelhas localizam-se na parte central das bacias, longe

das áreas emersas, abaixo da profundidade de compensação da calcite, e em zonas onde a produtividade em organismos siliciosos não é grande. Consequentemente, a quantidade de partículas que chega ao fundo é muito pequena. As taxas de acumulação são extremamente reduzidas, da ordem de 1mm/milénio.

Os minerais das argilas (e os outros terrígenos aí presentes) chegam a estas regiões devido às correntes que as transportam em suspensão, e ao transporte eólico (tanto de baixa, como de alta altitude).

As "argilas vermelhas" das zonas tropicais são mais ricas em caolinite, enquanto que as das regiões polares são enriquecidas em clorite. A montmorilonite provém da alteração de materiais vulcânicos. As tonalidades avermelhada ou acastanhada destes sedimentos é-lhes impresso pela presença de hematite.

VIII.1.6. As Partículas Vulcânicas

As partículas vulcânicas são relativamente frequentes nos sedimentos oceânicos. Nas proximidades dos arcos vulcânicos e de muitas fossas abissais os sedimentos são, muitas vezes, constituídos quase inteiramente por cinzas vulcânicas. Estes sedimentos depositam-se, normalmente, como turbiditos.

Muitas das partículas vulcânicas provêm de erupções que ejectam cinzas até mais de 5000m de altitude, sendo dispersas pela atmosfera, acabando por cair um pouco por toda a superfície terrestre. As que caiem nas bacias oceânicas vão integrar os sedimentos pelágicos. As que caiem nas calotes glaciárias são integradas nos gelos, indo, mais tarde ou mais cedo, para o oceano, sendo transportadas pelos icebergs até latitudes da ordem de 45º (ou ocasionalmente menos), entrando em processo de sedimentação oceânica quando estes fundem, pelo que acabam também por ir integrar os sedimentos pelágicos.

VIII.1.7. A Influência Antrópica

O Homem instituiu-se, actualmente, como um dos agentes mais importantes em todas as fases dos processos sedimentares. Com o crescimento demográfico, a expansão da indústria, da agricultura e dos transportes, e o desenvolvimento do potencial tecnológico e interventivo do Homem, essa influência antrópica na dinâmica sedimentar continuará a ampliar-se no futuro. Como é óbvio, os processos oceanográficos, designadamente os de índole geológica, estão actualmente bastante afectados pelas actividades humanas. Para aquilatar da importância desta influência basta referir que a quantidade de lixos depositados no mar, só no que se refere à cidade de New York, é de cerca de 28 milhões de toneladas por ano.

A influência aludida, no que se refere aos processos sedimentológicos, inicia-se logo na meteorização das rochas. A alteração das características físico-químicas da atmosfera devido às emissões urbanas e industriais, conjuntamente com as chuvas ácidas por elas provocadas, facilita a meteorização das rochas. Também no que se refere à erosão dos solos, esta foi fortemente amplificada devido, entre outros, às desflorestações e à agricultura. Nalgumas regiões, a erosão dos solos (que conduz à desertificação) é muito preocupante.

A maior parte das partículas assim erodidas acaba por ser drenada pelo sistema fluvial. No entanto, também o regime natural destes está antropicamente alterado por conjunto vasto de intervenções, de que a impermeabilização de vastas áreas (que impede a infiltração das águas pluviais e aumenta a escorrência superficial) e as desmatações (que diminuem a evapo-transpiração) são exemplos.

Todavia, estes factores nem sempre se traduzem numa ampliação do abastecimento sedimentar ao oceano. Em muitas bacias hidrográficas construíram-se grandes e pequenas barragens, por vezes constituindo enormes “cascatas” com várias dezenas de estruturas deste tipo. Como as barragens interrompem o trânsito fluvial de areias e cascalhos, modificam o transporte dos finos, e alteram o regime hídrico dos rios, os sedimentos que conseguem passar estes “filtros” (em quantidade muito inferior à que transitava naturalmente) estão profundamente modificados.

Devido a estas modificações hidro e sedimentodinâmicas o funcionamento dos estuários foi também, como é óbvio, alterado. Como as zonas estuarinas estão sujeitas a forte pressão antrópica (grandes núcleos urbanos, indústrias, actividades portuárias, navegação, turismo, pescas e aquacultura, etc.), cujas consequências nos estuários são evidentes, fácil é deduzir que a amplitude das alterações induzidas pelo Homem são muito grandes.

Como os sistemas litorais e marinhos são dependentes dos sistemas estuarinos, também a dinâmica sedimentar do litoral e da plataforma foram alteradas. Estas alterações propagam-se em cadeia até ao domínio pelágico.

Considerando adicionalmente a modificação climática global (global change), designadamente a elevação do nível médio do mar, facilmente se conclui que os sistemas marinhos estão, actualmente, muito influenciados pelas actividades antrópicas.

VIII.3. Partículas Biogénicas

Consistem, essencialmente, em fragmentos de exo e endoesqueletos de organismos marinhos. A composição da maior parte destas partículas é carbonatada, embora em determinadas regiões predomine a composição siliciosa.

A formação de material biogénico no meio oceânico está quase totalmente dependente dos materiais que se encontram, sob forma dissolvida, na água, os quais provêm essencialmente das regiões continentais emersas. Tal não significa obrigatoriamente que os sectores marinhos adjacentes às regiões continentais onde o fornecimento desses materiais é maior sejam os que apresentam maior produtividade. A transformação dos elementos ou compostos químicos em protoplasma e em (endo ou exo) esqueletos está, também, dependente de outras condições ambientais (luz, temperatura, etc.).

A maior parte das partículas biogénicas presentes nos sedimentos marinhos provém de organismos planctónicos, os quais povoam a parte superficial do oceano, que é penetrada pela luz solar e onde se pode processar a fotossíntese. No domínio pelágico a biomassa de organismos bentónicos é muito pequena e, normalmente, estas biocenoses estão directa ou indirectamente dependentes dos materiais que chegam ao fundo, provenientes da actividade planctónica.

Na base da cadeia trófica está, normalmente, o fitoplancton, cuja distribuição oceânica depende, entre outros factores, do fornecimento de nutrientes e da luz. Como nas latitudes mais elevadas a radiação incidente é menor (existindo designadamente períodos longos de crepúsculo e de noite – a noite polar), a produtividade é bastante mais pequena do que a que existe nas latitudes mais baixas, onde o grande factor limitativo é a disponibilidade em nutrientes. Como nestas áreas existem também outros factores restritivos, a temperatura e a cobertura de gelo, constituem-se vastas regiões biologicamente quase desérticas.

Nas regiões áridas a produtividade é, também, geralmente pequena. Aqui, o factor limitativo é a evaporação que dá origem a um nível haloclínico que separa as águas profundas das superficiais onde se pode processar a fotossíntese.

Um dos grandes processos de fornecimento em nutrientes à parte superficial do oceano é o *upwelling*. Nas áreas de upwelling verifica-se grande produtividade fitoplanctónica e, consequentemente, de toda a cadeia trófica, pelo que os sedimentos são, em geral, bastante enriquecidos em partículas biogénicas.

A maior parte (cerca de 70%) da produtividade primária está relacionada com as diatomáceas e, consequentemente, com a produção de valvas siliciosas na superfície oceânica. A distribuição dos organismos planctónicos com carapaças carbonatadas é predeterminada pela distribuição do fitoplâncton (maioritariamente diatomáceas) pois que, na maior parte, dele se alimentam directamente. No entanto, esta relação não é directa porquanto a distribuição é também condicionada por outros factores ambientais, como a temperatura. A produtividade deste zooplâncton é cerca de uma ordem de grandeza inferior à do fitoplâncton.
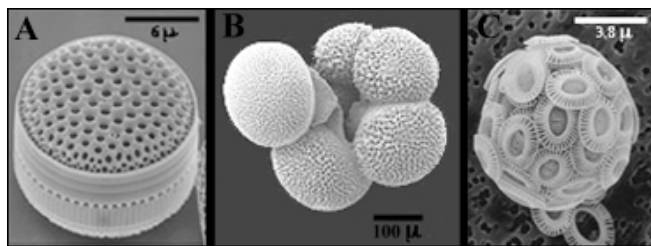
Fig. 89 -Alguns organismos que constituem contribuintes maiores em partículas biogénicas para os sedimentos marinhos. A - Diatomácea; M - Foraminífero planctónico; C - Cocolitoforídeo (a imagem mostra uma cocosfera, mas o que é frequente nos sedimentos são os cocólitos, isto é, as placas que formam a cocosfera).

Os sedimentos carbonatados, constituídos por mais de 30% de partículas biogénicas (geralmente exo-esqueletos de microfauna compostos por CaCO3) e normalmente apelidados de oozes ou vasas carbonatadas, cobrem cerca de metade dos fundos oceânicos (53% do fundo do Atlântico, 35% do fundo do Pacífico, e 54% do fundo do Índico).

Nas plataformas continentais, a acumulação do CaCO3 (e, consequente, a sua extracção da água do mar) é principalmente processada por organismos bentónicos (moluscos, foraminíferos bentónicos, briozoários, biocenoses coralinas, etc.). Pelo contrário, no domínio pelágico, como foi referido, a extracção do carbonato é efectuada essencialmente por organismos planctónicos, onde avultam os foraminíferos e os cocolitóforos.

Nos sedimentos marinhos aparecem, por vezes, fragmentos de esqueletos de vertebrados, designadamente vértebras e espinhas de peixes. No entanto, normalmente, as partículas biogénicas carbonatadas mais comuns são provenientes de foraminíferos, de pterópodes, de cocolitoforídeos e de ostracodos, e as siliciosas são de diatomáceas, de radiolários, de esponjas siliciosas e de dinoflagelados. Por vezes a abundância destas partículas nos ambientes abissais é tal que formam oozes carbonatadas ou siliciosas.

Nos ambientes profundos a distribuição e a abundância relativa destas partículas (bem como o tipo de oozes que ocorrem) é condicionada pela produtividade primária e pela localização da Profundidade de Compensação da Calcite.

VIII.3.1. Moluscos

A abundância de partículas biogénicas é muito heterogénea nos sedimentos marinhos. Na plataforma continental ocorrem, por vezes, depósitos em que a concentração de fragmentos de conchas de moluscos, nas fracções arenosa e cascalhenta, é muito elevada. Na plataforma continental portuguesa são ocasionalmente muito abundantes na plataforma média e na externa.

Estes fragmentos de conchas (ou conchas inteiras) ocorrem com estados de preservação muito variáveis, desde conchas praticamente intocadas, com a ornamentação intacta e camada nacarada bem evidente, até conchas ou fragmentos

inclassificáveis em termos taxonómicos, muito roladas e/ou perfuradas, com aspecto ruiniforme.

Efectivamente, as espécies litófagas e perfurantes provocam, com frequência, a morte destes bivalves, acabando a concha já deteriorada por ir integrar os sedimentos como partículas detríticas. Por outro lado, muitas espécies predadoras conseguem partir as conchas e alimentar-se das partes moles dos moluscos. Há mesmo alguns caranguejos e lagostas que quebram as conchas com as pinças e, para aproveitarem ao máximo as partes comestíveis, cortam os fragmentos resultantes em pedaços do tamanho da areia. Assim, a percentagem de clastos de moluscos num sedimento é função não só da abundância destes organismos, mas também, entre outros factores, dos processos biológicos a que tais moluscos (e seus exo-esqueletos) estão sujeitos.

Os clastos de moluscos levantam um outro problema até ao momento insolúvel: o de saber se efectivamente integravam ou não o sedimento como partículas sedimentares. Aliás, este problema é comum, embora com amplitudes variáveis, aos restos de todos os organismos bentónicos. Como é evidente, um molusco que utiliza o sedimento como substracto, quando morre a sua concha não é obviamente removida, ficando nesse sedimento. Passa ao estado de partícula residual. Não é, no entanto, parte integrante do sedimento pois que não é uma partícula sedimentar que foi transportada e aí depositada. Com frequência, apresenta características hidráulicas muito diferentes das restantes partículas sedimentares do depósito. Estes casos são factor perturbador da análise dos sedimentos arenosos em termos hidrodinâmicos, pois que se é fácil retirar de uma amostra a analisar conchas de vários milímetros ou centímetros e que, obviamente, em termos hidráulicos, não fazem parte desse sedimento, o mesmo não acontece com partículas (conchas ou fragmentos) da dimensão da areia.

VIII.3.2. Foraminíferos

Os foraminíferos planctónicos são, possivelmente, os principais responsáveis pela transferência de $CaCO_3$ da água do mar para os depósitos sedimentares. Esta é uma das formas mais eficazes de "imobilizar" o dióxido de carbono: este passa da atmosfera para as águas oceânicas e, devido à actividade dos organismos planctónicos carbonatados que o integram nas suas carapaças, acaba por ser transferido, sob forma de carbonato, para os sedimentos do fundo, onde fica armazenado.

Os foraminíferos planctónicos não vivem, frequentemente, na superfície do oceano. Nas zonas tropicais, devido à intensidade luminosa, os 10 ou 20 metros superficiais da coluna de água são deficitários em plâncton. As profundidades preferenciais de muitos grupos planctónicos oscilam entre os 50 e os 150 metros.

As maiores concentrações de foraminíferos planctónicos encontra-se nas zonas sub-árctica e sub-antárctica. Nas zonas equatoriais a quantidade destes organismos é cerca de dez vezes superior à que existe nas zonas áridas.
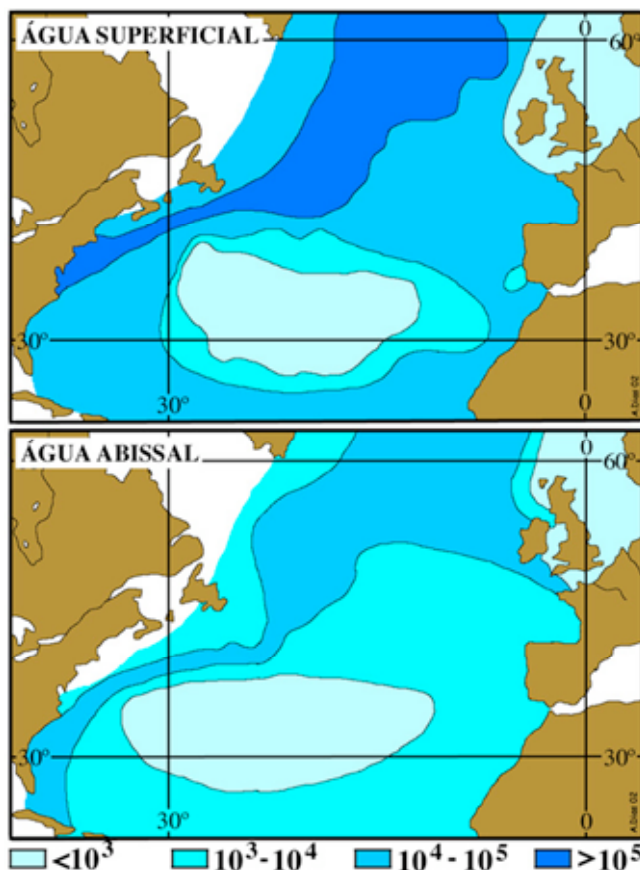
Fig. 90 - Distribuição de foraminíferos planctónicos nas águas superficiais e nas águas abissais do Atlântico, no verão, expressa em quantidade de carapaças por 1000m^2. Adaptado de Bé e Hamlin (1962).

Os foraminíferos bentónicos existem praticamente em todo o domínio oceânico, mas a profundidades superiores a 4000m a sua frequência é baixa, dominando as formas aglutinantes. As maiores quantidades de foraminíferos bentónicos com carapaça carbonatada vivem na plataforma continental e vertente superior.

As carapaças de foraminíferos são, com frequência, extremamente abundantes nos sedimentos marinhos. A maior parte integra-se nas fracções 2f (0,25mm) a 4f (63m). Como são indicadores ambientais muito bons, têm sido intensivamente utilizados em estudos de paleoclimatologia e paleoceanografia. Como existem espécies planctónicas e bentónicas, o seu estudo permite deduzir as condições ambientais quer à superfície, quer no fundo.

Para extrair ilações de índole hidrodinâmica sobre a dinâmica sedimentar conectada com o sedimento é necessário ter em atenção que o comportamento hidráulico destas partículas pode ser bastante diferente do das partículas de quartzo. Efectivamente, as carapaças estão frequentemente vazias, tendo velocidades de sedimentação muito inferiores às de grãos de quartzo com o mesmo diâmetro de peneiração. Outras vezes, estão preenchidas com glaucónia ou outros minerais das argilas, o que lhes aumenta a velocidade de sedimentação. A própria forma é factor que pode em muito fazer variar as velocidades de sedimentação.
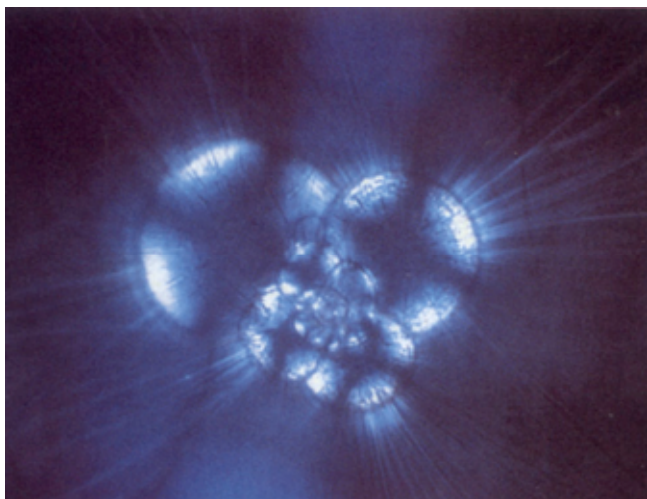
Fig. 91 -Fotografia de um foraminífero vivo (Orbulina universa), ampliado 300x. Extraído de Thurman (1997).

Por vezes a concentração de carapaças de foraminíferos no sedimento é extremamente elevada, constituindo-se autenticas oozes de foraminíferos. Estas podem ocorrer na plataforma continental (principalmente na externa), mas são mais frequentes em ambientes mais profundos, principalmente em áreas onde a influência continental é muito reduzida.

VIII.1.3. Cocolitoforídeos

Os cocolitoforídeos, algas castanhas biflageladas, estão entre os maiores contribuintes de material carbonático para os sedimentos marinhos.

Fig. 92 -Imagem de cocólitos, ampliada 10 000x com microscópio electrónico,. Extraído de Thurman (1997).

São constituídos por pequenas peças esqueléticas, os cocólitos, com dimensões entre 5 e 10m, que no conjunto formam um corpo esférico, a cocosfera. Após a morte do organismo, a cocosfera começa a desintegrar-se em cocólitos, razão porque nos sedimentos raramente se encontram cocosferas. Como os cocólitos são diminutos, demoram vários meses ou, mesmo, anos, a atingir o fundo dos oceanos, sendo a maior parte dissolvida neste percurso. É por isso que grande parte dos cocólitos que se encontram nos fundos pelágicos estão integrados em pelóides fecais, porque aí ficaram mais protegidos da dissolução.

São essencialmente organismos de águas quentes, embora existam mesmo em águas com temperaturas de cerca de 3ºC.

VIII.1.4. A Sedimentação Carbonatada

Há uma permuta constante de CO_2 entre a atmosfera e a hidrosfera. Nas regiões ricas em fitoplâncton (zonas húmidas) o excesso de CO_2 é libertado para a atmosfera, enquanto que nas zonas áridas o CO_2 é removido da atmosfera pelas águas oceânicas. Num cômputo global, e principalmente devido à actividade biológica, o CO_2 é removido do oceano, sob forma de carbonatos, indo integrar os sedimentos marinhos.

A zonação vertical da sedimentação pelágica carbonatada foi observada pela primeira vez durante a expedição do *Challenger*. Efectivamente, solubilidade do $CaCO_3$ aumenta com o acréscimo da pressão (e consequentemente da profundidade) e o decréscimo da temperatura e da salinidade.

A água oceânica fica progressivamente menos saturada em carbonatos à medida que a profundidade aumenta. A profundidades de 2000 a 4000 metros a água está subsaturada. Na parte superficial do oceano, as isolinhas de saturação estão directamente relacionadas com as condições hidroquímicas e têm, em geral, traçado sinuoso, o qual se vai suavizando à medida que a profundidade aumenta.

No Atlântico, a isolinha de 100% de saturação localiza-se a profundidades da ordem de 4000m (no Pacífico é de apenas 2000m), tornando-se progressivamente menos profunda para norte e para sul,. Fora da zona de sedimentação carbonatada, isto é, a norte e a sul de 60º de latitude, a isolinha de 100% de saturação em calcite atinge a superfície.

As diferenças entre os oceanos, no que se refere à sedimentação carbonatada (e consequente dissolução das partículas), estão relacionadas com características da circulação. No hemisfério norte, onde os continentes tornam mais complexa a circulação, estas diferenças são maiores, sendo muito pequenas no chamado oceano austral, onde as perturbações causadas na circulação pelas massas continentais são mínimas.

Por outro lado, o confinamento das águas abissais conduz à acumulação do dióxido de carbono e à redução do pH, o que permite maior dissolução dos carbonatos, tendo como consequência a localização a menores profundidades da isolinha de saturação.

A profundidade em que se verifica que a quantidade de carbonatos que aí chega (devido à sedimentação) é compensada pela dissolução de igual quantidade designa-se por Profundidade de Compensação dos Carbonatos (CCD – *Carbonate Compensation Depth*).

A linha tracejada encarnada representa a profundidade de compensação do carbonato (CCD – *carbonate compensation depth*). A esta profundidade a quantidade de carbonatos que se deposita é igual à que é dissolvida. Adaptado de Garrison (1999).
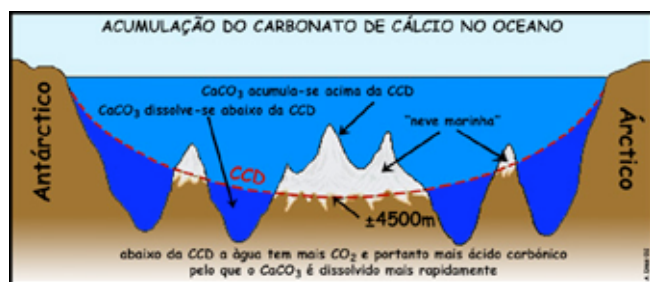
Fig. 93 - Acumulação do Carbonato de Cálcio no Oceano

Dá-se o nome de Profundidade Crítica dos Carbonatos à profundidade a que o conteúdo em $CaCO_3$ se torna inferior a 10% do que é produzido na parte superficial do oceano. Em geral, os valores máximos das profundidades críticas verificam-se em zonas de alta produtividade, nas regiões equatoriais húmidas. Nas zonas em que tal se verifica os sedimentos do fundo correspondem a argilas pelágicas (as argilas vermelhas) ou a vazas (oozes) siliciosas de radiolários e/ou de diatomáceas.

Aplicando esta linha de ideias à composição mineralógica, definem-se, também, profundidades de compensação e profundidades críticas da calcite e da aragonite. Em termos genéricos, as profundidades de compensação nos diferentes oceanos são as seguintes: Atlântico – 5000 a 5500m; Índico – 4500 a 5000m; Pacífico – 4000 a 4500m.
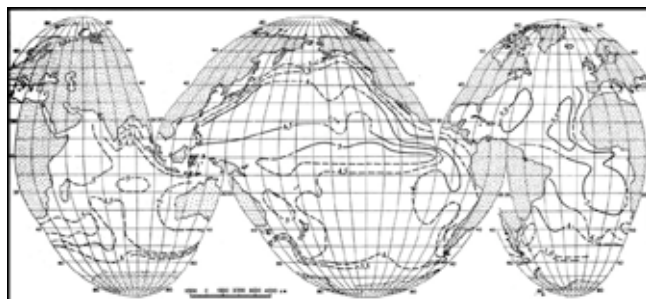
Fig. 94 - Posição da profundidade crítica para a sedimentação carbonatada no oceano mundial. Segundo Berger (1974).

Outra forma de abordar a questão é através da observação dos traços de dissolução das carapaças de foraminíferos ou dos cocólitos. A profundidade à qual é possível observar sinais dessa dissolução designa-se por Lisoclina.

Como os cocólitos são mais resistentes à dissolução do que as carapaças de foraminíferos, normalmente considera-se a lisoclina dos cocólitos e a lisoclina dos foraminíferos. De igual modo, como as carapaças de diferentes espécies de foraminíferos reagem de forma diferente à dissolução, é possível definir diferentes lisoclinas consoante a espécie considerada.

Consequentemente, a dissolução do $CaCO_3$ inicia-se na zona da lisoclina e continua forte até à CCD, de modo que os sedimentos localizados acima da lisoclina são (podem ser) ricos em carbonatos, e os que se situam abaixo da profundidade de compensação (e mais ainda os que estão abaixo da profundidade crítica) praticamente não têm carbonatos.
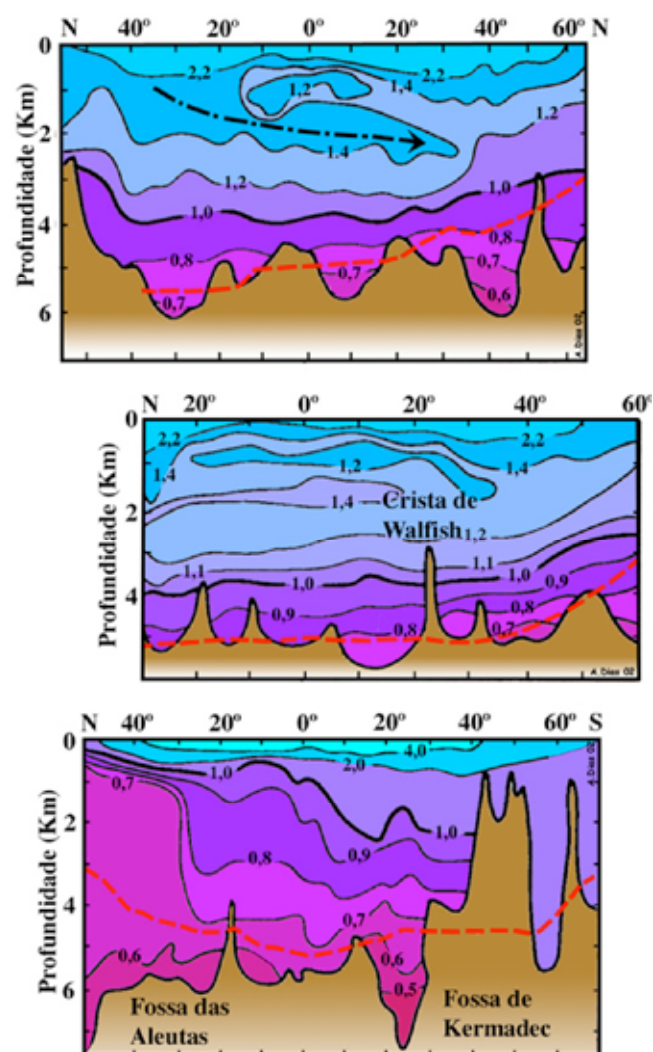
Fig. 95 -Saturação da água em calcite, nalguns perfis meridianos, em unidades CSF (1 CSF Calcite Saturation Factor = 100% de saturação da calcite). O tracejado vermelho indica a posição da profundidade crítica da sedimentação carbonatada. Em cima: Atlântico ocidental (a seta indica a parte central da Água Norte Atlântica, mais salgada). No meio: Atlântico oriental. Em baixo: ao longo do meridiano 180º. Adaptado de Takahashi (1975).

Como é evidente, estas profundidades não se localizam sempre na mesma posição. Verificam-se oscilações importantes relacionadas com vários factores, designadamente com a produção de material carbonático e com modificações das características da circulação e da própria água.

VIII.1.5. A Sedimentação Siliciosa

A sílica ocorre nos oceanos sob forma dissolvida, como ácido silicílico $Si(OH)_4$, e sob forma particulada, integrada nas partes esqueléticas de microorganismos. A solubilidade

da sílica aumenta com a temperatura e com o pH. No oceano, a extracção da sílica da água e sua conversão ao estado sólido processa-se através da actividade dos organismos vivos (diatomáceas, radiolários, silicoflagelados) e apenas na parte superficial da coluna de água, onde á luz suficiente. Por exemplo, para as diatomáceas, a zona activa verifica-se até aos 100 metros de profundidade. Estima-se que, actualmente, estas são responsáveis por mais de 90% da deposição de sílica nos fundos oceânicos.

Os teores de sílica dissolvida na zona superficial dos oceanos é 5 a 10 vezes maior do que o da sílica em suspensão (isto é, nas partes esqueléticas dos organismos). Mesmo quando a produtividade é muito elevada e se verificam *blooms* de diatomáceas, a relação aludida não baixa de 3 ou 4. A diferença nos teores entre as duas formas de sílica referidas aumenta bastante em profundidade.
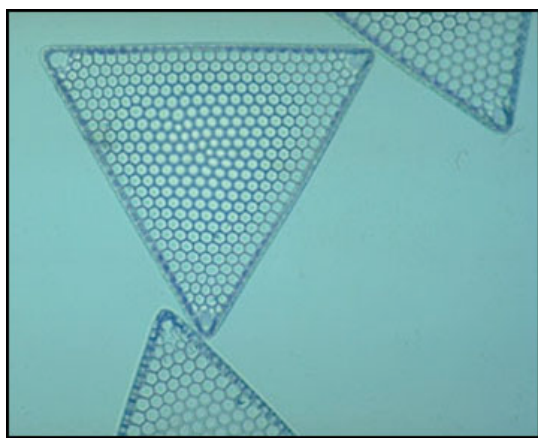
Fig. 96 - Fotografia de uma diatomácea.

Os máximos de sílica dissolvida verificam-se nas regiões glaciais, e o mínimo nas regiões áridas. No Pacífico, as duas principais

parte das frústulas de diatomáceas se depositam livremente no fundo oceânico. A maior parte entra na cadeia alimentar, em consequência do que, frequentemente, são fracturadas. Os copépodes, por exemplo, trituram as diatomáceas em fragmentos da ordem de 15m, integrando-os nos seus produtos fecais, os quais, por sua vez, podem ser utilizados pelo plâncton mais profundo e pelo bentos. A zona onde se verifica maior fracturação das frústulas das diatomáceas é a dos 100m superficiais do oceano, isto é, onde a actividade biológica é mais intensa. Como os fragmentos mais pequenos acabam por ser dissolvidos, os sedimentos do fundo ficam enriquecidos nas formas mais robustas.

VIII.1.6. Oozes

As oozes (ou vazas) são sedimentos pelágicos com mais de 30% de material esquelético, principalmente exo-esqueletos de organismos planctónicos. Podem ser carbonatadas ou siliciosas.

As <u>oozes carbonatas</u> são constituídas por calcite ou, embora mais raramente, por aragonite. São muitos os organismos que contribuem com as suas partes duras para estes sedimentos, mas os mais frequentes são os foraminíferos e os cocolitoforídeos.

As <u>oozes siliciosas</u> são constituídas por opala, sílica amorfa e sílica hidratada. Os restos que compõem estes sedimentos provêm, principalmente, de diatomáceas, de radiolários, de esponjas siliciosas e de silicoflagelados. Como a sílica se dissolve rapidamente nas águas superficiais (ao contrário do carbonato, que se dissolve rapidamente nas águas profundas), é necessária alta produtividade em organismos siliciosos para se desenvolverem estes tipos de vazas. Por esta razão, as oozes siliciosas são indicadores mais fiáveis da produtividade primária do que as oozes carbonatadas.

As oozes cobrem mais de metade dos fundos oceânicos, principalmente a profundidades inferiores a 4500 metros, pois que a maior profundidade (abaixo da Profundidade de Compensação da Calcite) as partículas carbonatadas se dissolvem rapidamente. A distribuição das oozes é, principalmente, função de:

- Fornecimento em material biogénico, pelo que está dependente da produtividade primária das águas oceânicas superficiais. Esta produtividade é maior nas zonas equatoriais e nas áreas em que existe upwelling costeiro, e menor nas zonas centrais dos oceanos.
- Dissolução no decurso da sedimentação na coluna de água. Abaixo da Profundidade de Compensação da Calcite, a dissolução é muito rápida.
- "Diluição" por outras partículas. Próximo dos continentes o fornecimento de partículas terrígenas é mais abundante, pelo que os sedimentos perdem rapidamente o carácter biogénico. O mesmo se verifica nas adjacências de arcos vulcânicos, onde as cinzas emitidas pelos vulcões vão integrar os sedimentos, fazendo com que estes adquiram essencialmente características terrígenas.

A distribuição nos oceanos não é homogénea: as oozes carbonatadas são dominantes no Oceano Atlântico; no Oceano Pacífico as oozes siliciosas são mais frequentes; no Oceano Índico coexistem os dois tipos.

Através de processos diagenéticos, as oozes carbonatadas convertem-se, numa primeira fase, em cré e, mais tarde, em calcário. De forma análoga, as oozes siliciosas convertem-se em porcenalite primeiro, e depois em cherte.

VIII.1.7. A "Bomba Biológica"

Em termos de escala geológica, 99% do dióxido de carbono que tem sido introduzido na atmosfera pela actividade vulcânica tem sido dela removido pela actividade biológica e, através da fotossíntese e da secreção de exoesqueletos carbonatados, incorporado em sedimentos marinhos. Esta actividade biológica que transfere o carbono (do dióxido de carbono) da atmosfera para os sedimentos marinhos designa-se por "Bomba Biológica".

Como resultado das actividades humanas, principalmente a queima de combustíveis fósseis, a concentração de CO_2

atmosférico aumentou, nos últimos 130 anos, cerca de 30%, atingindo valores superiores a 350ppm. Actualmente, estima-se que a concentração aumente cerca de 1,2ppm/ano, ou seja, cerca de 2,1 Gigatonetadas anualmente. Porém, as actividades antrópicas libertam para a atmosfera umas 5,3 Gigatoneladas/ano, o que significa que mais de 3,2 Gigatoneladas são extraídas anualmente da atmosfera, presumivelmente através do funcionamento da aludida “bomba biológica”.

Este aumento de CO_2 na atmosfera é o principal responsável pela ampliação do efeito de estufa, o qual provoca aumento da temperatura atmosférica, uma das consequências do qual é a elevação do nível médio do mar. Alguns investigadores defendem que, amplificando o funcionamento da bomba biológica, seria possível compensar, pelo menos parcialmente, o aumento de CO_2 atmosférico derivado das actividades antrópicas.

VIII.4. Partículas Autigénicas

As partículas autigénicas são formadas em ambiente marinho, através de longos processos que envolvem reacções químicas que ocorrem na água, ou entre substâncias dissolvidas nessa água e outras depositadas no fundo oceânico. A maior parte destes processos são, ainda, bastante mal conhecidos.

VIII.4.1. Glaucónia (Glauconite)

O termo "glauconite" designa um conjunto de minerais da classe das argilas. Contudo, ao descrever os sedimentos marinhos, o termo glauconite é aplicado às partículas com aspecto terroso, de cor verde, cuja tonalidade pode variar de clara a escura, quase negra, e que frequentemente ocorrem com elevado grau de arredondamento. Para evitar confusões entre os significados mineralógico e morfológico do termo glauconite, deve-se utilizar, para este último, o termo "glaucónia".

Nalgumas plataformas, designadamente na portuguesa, a glaucónia ocorre frequentemente sob a forma de moldes internos de foraminíferos, apontando claramente relações genéticas. Muitas vezes é possível observarem-se, na mesma plataforma continental, vários estádios de transição, desde carapaças de foraminíferos com pequenos indícios ou pontuações de glauconitização, até moldes internos exclusivamente constituídos por glaucónia, passando por diferentes casos intermédios, incluindo grãos de glaucónia ainda com fragmentos da carapaça do foraminífero onde, presumivelmente, se verificou a autigenia.

As carapaças ou conchas de microorganismos (em especial as de foraminíferos) constituem micro-ambientes propícios às transformações mineralógicas que culminam na glauconite. A matéria orgânica aí em decomposição cria, aparentemente, as condições de oxi-redução necessárias à formação da glaucónia. Simultaneamente, como estes micro-ambientes são semi-confinados, o meio fica ao abrigo da acção directa (nomeadamente a diluente) da água do mar, permitindo, no entanto, trocas iónicas, lentas mas determinantes, com a fase líquida envolvente.

O suporte base para desenvolvimento da glaucónia não se restringe, obviamente, às carapaças de foraminíferos. Por vezes ocorrem mesmo pontuações verdoengas de glaucónia em conchas muito perfuradas de moluscos.

A formação de glauconite é favorecida por taxas de acumulação pequenas.

Segundo Odin & Létolle (1978), são necessários mil a dois mil anos de evolução para se desenvolverem minerais do tipo esmectite, sendo o suporte original ainda reconhecível. Para que o suporte desapareça e os minerais autigénicos apresentem maior estado de maturação (surgindo o mineral glauconite), é necessária uma evolução bastante mais longa, da ordem de 10000 a 100000 anos.

A morfologia dos grãos de glauconite pode ser bastante variada. Em 1966, Triplehorn apresentou uma proposta de sistematização que, em termos gerais, teve grande aceitação pela comunidade científica.

Por vezes a glaucónia é extremamente abundante nos sedimentos da plataforma continental. Por exemplo, na plataforma portuguesa ao largo de Sines ocorrem depósitos em que a percentagem de glaucónia na areia é superior a 50%.

No entanto, em vários casos, a glauconite que ocorre nos sedimentos marinhos não por ser autigénica no actual ciclo sedimentar, mas sim por ser proveniente da erosão de formações glauconíticas em terra

VIII.4.2. Fosforite

Os primeiros nódulos de fosforite foram descobertos durante a viagem do *H.M.S. Challenger*, na rampa continental da América do Sul. Desde então foram encontrados em muitas regiões do oceano mundial, normalmente no topo de montanhas submarinas e nas margens continentais.

A fosforite ocorre, sob a forma P_2O_5, nos nódulos polimetálicos do domínio oceânico profundo, e como crostas delgadas na margem continental a profundidades inferiores a mil metros. As concentrações de fosfato atingem normalmente, nestas ocorrências, valores superiores a 30%.

Na margem continental, em geral, as ocorrências de fosforite estão associadas a zonas de *upwelling*. Alguns trabalhos sugerem que a precipitação de fosfatos ocorre preferencialmente nas áreas em que a zona de oxigénio mínimo intersecta o fundo oceânico, o que, na zonas de *upwelling* se verifica, frequentemente, entre os 800 e os 1000 metros de profundidade.

Os nódulos fosfatados, que têm cor castanha e formas irregulares, crescem muito lentamente, tipicamente a razões da ordem de 1 a 10mm/milénio. Ao contrário do que acontece nos nódulos de manganês, os nódulos de fosforite crescem, aparentemente, para o interior do sedimento, o que é sugerido pelo facto da parte superficial destes nódulos ter idade mais antiga do que a parte basal, imersa no

sedimento. O fósforo utilizado para estas precipitações parece ter proveniência na água intersticial dos sedimentos.

Na margem continental portuguesa, designadamente na plataforma externa e vertente superior entre Sines e São Vicente, há ocorrências de fosforite, sob forma de elementos bioclásticos fosfatados, que ocasionalmente apresentam teores de P_2O_5 da ordem de 20%.

VIII.4.3. Nódulos de Manganês

Foram descobertos durante a viagem do *H.M.S. Challenger*. São elementos do tamanho de batatas cuja estrutura é caracterizada por camadas, grosseiramente concêntricas, de dióxido de manganês (MnO_2) e de óxido de ferro (Fe_2O_3), tendo como constituintes menores o cobre, o níquel e o cobalto. O conteúdo ponderal em dióxido de manganês é, em geral, da ordem de 30%, e o de óxido de ferro é de cerca de 20%. O de cobre, níquel e cobalto raramente excede 2%.

É de referir, no entanto, que existem variações significativas na composição de acordo com a localização geográfica. Assim, nas regiões onde a sedimentação siliciosa é maior, os teores em Niquel e Cobre dos nódulos são tendencialmente maiores. Nas áreas pelágicas parece haver enriquecimento em cobalto.

Fig. 97 - Corte de um nódulo de manganês, em que é bem visível a estrutura concêntrica.

A formação destes nódulos advém, muito provavelmente, da precipitação em superfícies duras disponíveis, a partir da água sobressaturada em Mn. O mecanismo de formação destes nódulos ainda não é bem conhecido. O crescimento processa-se através da deposição de sucessivos níveis concêntricos. Com frequência, incorporam partículas bioclásticas. Por vezes, verifica-se coalescimento de vários nódulos.

As razões de crescimento dos nódulos são muito pequenas, da ordem de 1 a 4 milímetros por milhão de anos. Porém, esse crescimento pode ser mais rápido pois que, ao largo da Califórnia, foram descobertos fragmentos de bombas da 2ª Grande Guerra encrustadas com materiais deste tipo, cuja razão de crescimento foi de 1 a 4mm/ano.

Ocorrem em áreas com baixas taxas de sedimentação, tipicamente inferiores a 5 mm/milénio. Testemunhos verticais de sedimentos obtidos em zonas de ocorrência de nódulos revelaram que estes são mais abundantes à superfície do que em profundidade.

Estes factos (taxas de crescimento inferiores em cerca de 10 vezes às taxas de sedimentação e ocorrência essencialmente à superfície) são intrigantes, não havendo ainda respostas definitivas. É um paradoxo ainda não resolvido pela Ciência. Pensa-se que há dois factores importantes para que tal aconteça: correntes que impedem a acumulação sedimentar nas áreas onde ocorrem os nódulos; e organismos que, ou para se alimentarem, ou para se esconderem, acabam por provocar rolamento dos nódulos, mantendo-os à superfície.

Também a origem do manganês não é perfeitamente clara. Parece haver três origens possíveis: a) alteração de materiais vulcânicos, principalmente dos provenientes de actividade vulcânica submarina; b) concentração por processos hidrotermais associados a zonas de expansão oceânica; c) transferência para o oceano, sob forma dissolvida, a partir de áreas emersas.

As maiores concentrações de nódulos de manganês ocorrem no Pacífico, onde, por vezes, chegam a cobrir mais de 90% do fundo oceânico, o mesmo se verificando no extremo do Atlântico Sul. Na ZEE portuguesa também foram detectadas ocorrências de nódulos de manganês, principalmente em áreas integradas nas ZEEs dos Açores e da Madeira.

VIII.4.4. Sedimentos metalíferos

Em meio marinho ocorrem também, por vezes, sedimentos de origem diversa mas com enriquecimentos em metais.
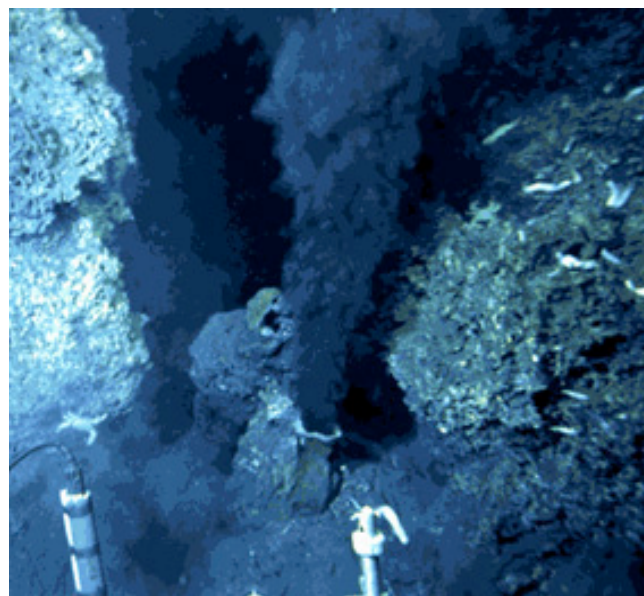
Fig. 98 Primeira fonte hidrotermal submarina de alta temperatura (380ºC) observada pelos investigadores. Esta primeira observação de um *black smoker* foi efectuada pelo submersível *Alvin* na Cista do Pacífico Oriental, à latitude 21° N, em 1979. Associadas a estas manifestações hidrotermais existem, em geral, ocorrências de sulfuretos.

Os principais metais de enriquecimento são o Ferro, o Manganês, o Cobre, o Crómio e o Chumbo. Este tipo de sedimentos é comum na dependência de zonas em que está a ser criada nova crosta oceânica.

A constituição destes enriquecimentos está relacionada com a circulação hidrotermal. Os metais de enriquecimento dependem do grau de mistura entre a água profunda hidrotermal e a água fria oceânica que percula na crosta. Pequenos graus de mistura conduzem a enriquecimento em sulfuretos. Misturas intermédias resultam na formação de sedimentos enriquecidos em ferro e em manganês. Altos níveis de mistura provocam enriquecimento em manganês.

Tendencialmente, quando as taxas de expansão são maiores ocorrem óxidos de ferro e manganês, quando as taxas são intermédias depositam-se sulfuretos ricos em manganês, e quando as taxas são pequenas os sedimentos estão enriquecidos em óxidos de manganês.

Na dependência dos *Black Smokers* ocorrem, com frequência, depósitos apreciáveis de sulfuretos.

VIII.4.5. Carbonatos

Enquanto que, nos oceanos, as águas frias estão subsaturadas em $CaCO_3$, as águas quentes estão saturadas (e nalguns locais estão mesmo sobresaturadas) neste composto, pelo que existe elevado potencial para a sua precipitação quimiogénica.

Porém, a precipitação deste carbonato é dependente dos factores que determinam a sua solubilidade, como a temperatura, a salinidade e o conteúdo em CO_2 da água. Por essa razão, poucas são as áreas em que, actualmente, se estão a constituir depósitos carbonatados de origem não biogénica directamente a partir da água do mar. Destas, a mais significativa corresponde aos bancos das Bahamas. Tal verifica-se, também, na Grande Barreira de Coral, no Golfo Pérsico e noutras áreas de baixas latitudes.

Contudo, segundo vários autores, esta precipitação dos carbonatos dificilmente pode ser considerada como quimiogénica, pois que, na maior parte dos casos, o principal papel neste processo parece ser desempenhado por algas calcárias que fixam o dióxido de carbono. Assim sendo, esta precipitação é quimico-biológica.

Os carbonatos quimiogénicos (ou quimiobiológicos) acumulam-se apenas em profundidades muito pequenas, tipicamente inferiores a 20m, na zona onde se faz sentir a acção da onda. O conteúdo de carbonato destes sedimentos varia entre 70% e 90%, sendo a composição mineralógica constituída principalmente por aragonite e calcite magnesiana, apenas com pequenas quantidades de calcite.

As formas mais comuns de precipitação de carbonatos directamente a partir da água do mar são:

- cristais de aragonite, geralmente com menos de 2mm
- oólitos, esférulas normalmente de aragonite, com estrutura concêntrica, que se desenvolvem em torno de um núcleo (fragmento de concha, partícula de quartzo, ou qualquer outro pequeno detrito), e cujo diâmetro é inferior a 2mm
- pisólitos, análogos aos oólitos, mas com diâmetro superior a 2mm..
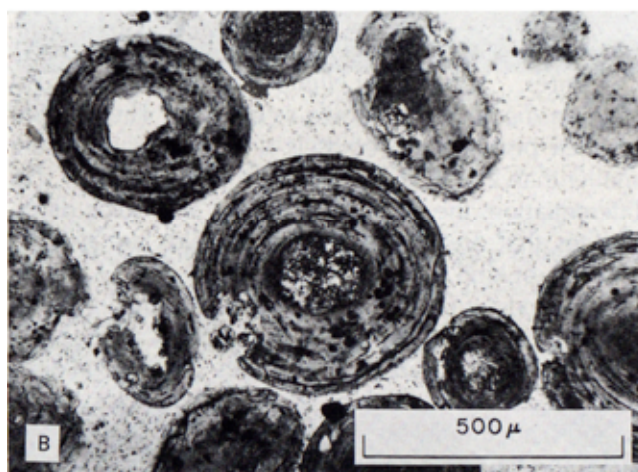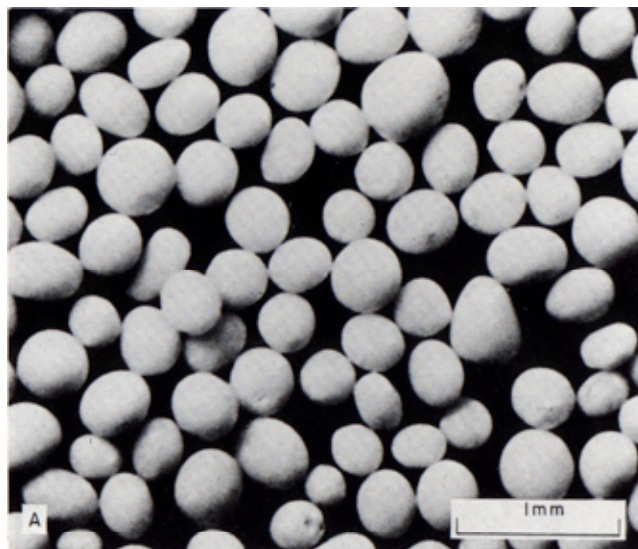
Fig. 99 - A - Oólitos das Bahamas (South Cat Bay). B - Aspecto de uma secção delgada de oólitos, observada ao microscópio, em luz polarizada, em que se pode ver a estrutura concêntrica em torno de grãos de quartzo (núcleos brancos) ou de partículas carbonatadas (Ras Sudar, Golfo do Suez, Mar Vermelho). Extraído de Friedman & Sanders (1978).

Os depósitos oolíticos recentes localizam-se a profundidades entre os 6 e os 20m, em regiões onde a temperatura da água é superior a 26ºC, e onde o afluxo de materiais terrígenos é insignificante.

VIII.1.6. Evaporitos

Quando a água do mar adquire salinidade muito elevada os sais nela contidos começam a precipitar sob forma de minerais variados. Tal acontece naturalmente em braços de mar relativamente isolados e em mares interiores, onde a evaporação supera muito a introdução de nova água, isto é, em zonas áridas. Desde há milhares de anos que o Homem aprendeu a simular estas condições, retirando o sal do água do mar através da evaporação em salinas.

Quando a salinidade aumenta, os primeiros sais a depositarem-se são os carbonatos, começando pelo carbonato de cálcio (calcite) seguido da mistura de carbonato de cálcio e magnésio (dolomite). Segue-se-lhe o sulfato de potássio, que dá origem ao gesso. Continuando a evaporação, quando a maior parte da água já passou ao estado gasoso, começam a acumular-se cristais de halóides, dos quais o mais vulgar é a halite (cloreto de sódio, conhecido como sal da cozinha).

Particularmente interessantes são os depósitos evaporíticos do Mediterrâneo, com 300 a 500 metros de espessura, que se formaram há cerca de 6 milhões de anos, os quais indicam que, nessa altura, este mar esteve hidrológicamente separado do Atlântico. A evaporação da água não era compensada, como actualmente se verifica, pela entrada de nova água do Atlântico, tornando-se o Mediterrâneo extremamente hipersalino, o que conduziu aos espessos depósitos aludidos. Refira-se que se a ligação do Mediterrâneo ao Atlântico fosse cortada hoje, demoraria um milénio até que a água se evaporasse, do que resultaria um depósito salino com 70 metros de espessura. Como os depósitos existentes são 3 a 8 vezes mais espesso, tal significa que o corte da ligação ao Atlântico foi intermitente.

Na actualidade este processo está a ocorrer naturalmente em poucas zonas marinhas, das quais as mais conhecidas são o Mar Vermelho, o Golfo Pérsico e o Golfo da Califórnia.

VIII.5. Partículas Cosmogénicas

Diariamente caiem na Terra entre 10 000 e 100 000 toneladas de meteoritos e poeiras cósmicas. Embora a maior parte seja vaporizada devido ao aquecimento a que é sujeita durante a travessia da atmosfera, a quantidade que consegue chegar à superfície terrestre é grande. Partículas destas caiem em toda a superfície terrestre mas, na maior parte dos ambientes, são fortemente "diluídas" por outros tipos de partículas. Em meio marinho, nas áreas com taxas de acumulação muito pequenas, a concentração destas partículas é, obviamente, maior. As suas dimensões variam, normalmente, entre 10 e 1500m.

As partículas cosmogénicas são essencialmente de três tipos:

a) *Esférulas férricas*, com diâmetros, em geral, da ordem de 30m, e que têm altos teores de Ferro e Níquel;

b) *Côndrulos silicatados*, com diâmetros que variam entre 30m e 125m, e que, na sua composição, apresentam olivina, augite e piroxenas ferromagnesianas;

c) *Micro-Tectites*, que são pequenas partículas de vidro, geralmente com diâmetros inferiores a 1,5mm, e que apresentam forma tipicamente alongada, frequentemente lacrimiforme, e cuja composição é dominada pela sílica (tendo, em geral, entre 70% a 90% de SiO2).

d) *Tectites*, com 2 a 4cm de diâmetro, frequentemente em associação com microtectites.
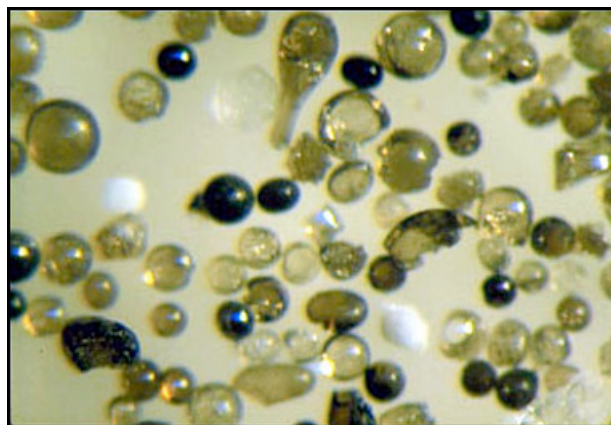
Fig. 100 - Tectites

Nalgumas áreas oceânicas ocorrem na coluna sedimentar dispostas em níveis com 20 a 40cm de espessura e concentrações que variam entre 1 a 10 exemplares por cm^3. Estes níveis de microtectites têm idades diferenciadas: 700 000 anos na Australásia (coincidente com a inversão magnética de Bruhnes-Matayama), 1,1 milhões de anos na Costa do Marfim (ligeiramente mais antiga do que a inversão magnética de Jaramillo); 35 milhões de anos na América do Norte. Baseados nesta sincronia, alguns autores sugerem que as inversões magnéticas poderiam ter sido causadas por impactes meteoríticos.

VIII.6. Taxas de acumulação

As taxas de acumulação dos sedimentos marinhos, independentemente dos tipos de partículas que os compõem, são muito diversificadas. Embora a variabilidade seja muito elevada, podem considerar-se o seguintes valores médios:

Tabela 17 - Taxas de acumulação de sedimentos marinhos

Tipo de sedimento	Área	Taxa de acumulação (mm / 1000 anos)
Sedimentos Terrígenos	Plataforma continental	50 a 100
	Vertente continental	50 a 1000
	Rampa continental	50 a 1000
	Planície abissal (turbiditos)	50 a 1000
	Planície abissal	1 a 10
	Argilas pelágicas	<1
Sedimentos Biogénicos	Sedimentos carbonatados	10 a 30
	Sedimentos siliciosos	1 a 5
Sedimentos autigénicos	Nódulos	0,001 a 0,004
	Sedimentos metalíferos	0,02 ?

BIBLIOGRAFIA

Bascomb, C.L. (1969) – A new apparatus for recording particle size distributions. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39:1627-1631.

Bé, A.W.H. e Hamlin, W.H. (1962) – Ecologu of recent planktonic foraminifera. 3. Distribution in the North Atlantic during summer of 1962. *Micropaleontology*, 13(13):87-196.

Berg, R.H., 1958, Electronic size analysis of sub-sieve particles by flowing through a small liquid resistor: ASTM Special Technical Publication 234, p. 245-258.

Berger, W.H. (1974) – Deep-sea sedimentation. *In* Burk & Drake, eds., *Geology of Continental Margins*, Springer-Verlag, New York.

Bevis, M. & Dias, J. A. (1986) - Gaussian Decomposition of Multimodal Curve and its Application to Sedimentology. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 72:33-44, Lisboa.

Brezina, J. (1969) – Granulometer – A sediment analiser directly writing grain size distribution curves. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39:1627-1631.

Brotherhood, G.R. & Griffiths, J.C. (1947) – Mathematical Derivation of the Unique Frequency Curve. *Journal of Sedimentary Petrology*, 17:77-82.

Bush, J. (1951) - Derivation of a size-frequency curve from the cumulative curve. *Journal of Sedimentary Petrology*, 21:178-182

Cailleux, A. (1942) - Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Mémoire de la Societé Géologique de France*, 46:1-176.

Cailleux, A. (1943) - Distinction entre sables marins et fluviatiles. *Bulletin de la Societé Géologique de France*, 13:125-138.

Carvalho, A.M. Galopim (1965) - *Apontamentos de Sedimentologia Aplicada à Geomorfologia*. Univ. Lisboa, 168p.

Carvalho, A.M. Galopim (1968) – *Contribuição para o Conhecimento Geológico da Bacia Terciária do Tejo*. Serviços Geológicos de Portugal, Memoria nº 15 (Nova Série), 210p.

Cascalho, J.P. (2000) – *Mineralogia dos Sedimentos Arenosos da Margem Continental Setentrional Portuguesa*. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa, 400p.

Cassie, M.N. (1954) – Some uses of probability paper in the analysis of size frequency distributions. *Journal of Australian Marine and Freshwater Research*, 5:513-522.

Coulter, W.H., 1957, High speed automatic blood cell counter and cell size analyzer: proceedings of the National Electronics Conference, p. 1034-1042.

Crowther, E.M. (1927) – The direct determination of distribution curves of particle size in suspension. *J. Soc. Chem. Ind.*, 46:105T-107T.

Dauphin, J.P. (1980) – Size distribution of chemically extracted quartz used to characterize fine-grained sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50(1):205-214.

Dias, J.M.A. (1987) - *Dinâmica Sedimentar e Evolução Recente da Plataforma Continental Portuguesa Setentrional*. 384p., Lisboa

Dias, J. A. (1998) - *Aspectos Fisiográficos e Geológicos da Plataforma e Vertente Continentais. In: Pavilhão do Futuro*, Expo 98, 133-136.

Dias, J. A. e Monteiro, J.H. (1978) – *A Balança de Sedimentação dos S.G.P.: Construção, Calibração, Teoria do Método e Funcionamento*. Relatório da Divisão de Geologia marinha dos S.G.P. nº 1/78.

Dias, J. A., Monteiro, J. H. & Gaspar, L. C. (1981) - Reconhecimento prévio dos Depósitos Submarinos de Cascalhos e Areias a SW de Peniche. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 67(1):65-83, Lisboa.

Dias, J. A. e Nittrouer, C.A. (1984) – Continental shelf sediments of Northern Portugal. *Continental Shelf Research*, 3(2):147-165.

Dias, J. A. e Neal, W. J. (1989) - Modal Size Classification of Sands: an example from the Northern Portugal Continental Shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60(3):426-437, Tulsa, Ok.

Dias, J.A., Pilkey, O.H. e Heilweil, V.M. (1984) – Detrital mica: Environmental significance in North Portugal continental shelf sediments. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 70(1):93-101.

Doeglas, D.J. (1946) – Interpretation of the results of mechanical analysis. *Journal of Sedimentary Petrology*, 16:19-40.

Emery, K.O. (1938) – Rapid Method of Mechanical Analysis of Sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, 8:105-111.

Felix, D.H. (19969) – An inexpensive recording settling tube for analysis of sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39:777-780.

Flemming, B.W. (1977) – *Depositional processes in Saldanha Bay and Langebaan Lagoon*. Marine Geoscience Group, Bulletin 8, Univ. Cape Town, 215p.

Flemming, B.W. (2000) – A Revised Textural Classification of Gravel-free Muddy Sediments on the Basis of Ternary Diagrams. *Continental Shelf Research*, 20:1125-1137.

Folk, R.L. (1954) – The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. *Journal of Geology*, 62(4):344-359.

Folk, R.L. (1966) - A review of grain-size parameters. *Sedimentology*, 6:73-93.

Folk, R.L. (1968) - *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill's, Austin, Texas, 170p.

Folk, R.L. & Ward, W.C. (1957) – Brazos River Bar: A Study in the Significance of Grain-Size Parameters. *Journal of Sedimentary Research*, 27(1):3-26.

Friedman, G.M. & Sanders, J.E. (1978) - *Principles of Sedimentology*. John Wiley & Sons, 792p.

Friedman, G.M. (1961) – Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31:514-529.

Friedman, G.M. (1962) – On sorting, sorting coeficients, and the lognormality of the grain-size distribution of sandstones. *Journal of Geology*, 70:737-756.

Garrison, T. (1999) *ú Oceanography: An Invitation to Marine Science*. 3rd edition, Wadsworth Publ. Co., 552p.

Gibbs, R.J. (1972) – A settling tube system for sand-size analysis. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44:583-588.

Gibbs, R.J. (1972) – The accuracy of particle-size analysis utilizing settling tubes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42:141-145.

Harding, J.P. (1949) – The use of probability paper for graphical analysis of polymodal frequency distributions. *Marine Biologists Association of United Kingdom Journal*, 28:141-153.

Hatch, T. & Choate, S.P. (1929) – Statistical description of the size properties of non-uniform particulate substances. *Journal of the Franklin Institute*, 207:369-387.

Ingmanson, D.E. & Wallace, W.J. (1995) - *Oceanography: An Introduction*. Wadsworth Publ. Co., 495p

Inman, D.L. (1949) – Sorting of sediments in the light of fluid mechanica. *Journal of Sedimentary Petrology*, 19:51-70.

Inman, D.L. (1952) - Measures for Describing the Size Distributions of Sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 22(3):125-145.

Kennett, J. (1982) – *Marine Geology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.

Knapp, R.T. (1934) – New apparatus for determination of size distributions of particles in fine powders. *Ind. Eng. Chem*., 6:66-71.

Krumbein, W. C. (1934) - Size Frequency Distributions of Sediments. *Journal of Sedimentary Petrology,* 4: 65-77.

Krumbein, W.C. (1936) – The use of quartile measures in describing and comparing sediments. *American Journal of Science*, 32:98-111.

Krumbein, W.C. (1940) – Flood gravels of San Gabriel Canyon, Califórnia.. *Geological Society of América Bulletin*, 51:639-676.

Krumbein, W.C. (1941) – Measurement and geologic significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 11:64-72.

Krumbein, W.C. e Pettijohn, F.J. (1938) – *Manual of Sedimentary Petrology*. Appleton-Century-Crofts, New York, 549p.

Lisitzin, A.P. (1996) – *Oceanic Sedimentation: Lithology and Geochemistry*. American Geophysical Union, 400p.

Mange, M.A. e Maurer, H.F.W. (1992) – *Heavy Minerals in Colour*. Chapman & Hall, 147p.

May, J. P. (1981) – Chi ©: A proposed standard parameter for settling tube analysis of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51(2):607-610.

McCammon, R.B.(1962) – Moment measures and the shape of size frequency distributios. *Journal of Geology*, 70:89-92.

McCave, I.N. & Jarvis, J. (1973) - Use of the Model T Coulter Counter in size analysis of fine to coarse sand: *Sedimentology*, 20: 305-315.

McManus, D.A. (1963) - A criticism of certain usage of the phi notation. *Journal of Sedimentary Petrology,* 33:670-674.

McManus, D.A. (1975) – Modern versus Relict sediments on continental shelf. *Geological Society of America Bulletin*, 86:1154-1160.

McManus, D.A. (1982) - Phi and sediment size analysis: Discussion. *Journal of Sedimentary Petrology,* 52(3):1011-1026.

Middleton, G. V., 1967, Experiments on Density and Turbidity Currents, 3: The Deposition of Sediment. *Canadian Journal of Earth Science*, 4:475 – 505.

Milner, H.B., 1962, Sedimentary Petrography: New York, Macmillan Company, 643 p.

Mood, A. M., F. A. Graybill and D.C. Boes, 1974 (3d ed). Introduction to the Theory of Statistics. Neew York, McGraw Hill, 302 p.

Nelsen, T.A. (1976) – An automated rapid sediment analyzer (ARSA) – *Sedimentology*, 23:867-872.

Oden, S. (1915) – Eine neue methode zur mechanischen Bedenanalyse. *Intern. Mitt. BodenKunde*, 5:257-311.

Oser, R.K. (1972) – Sedimentary components of Northwest Pacific Pelagic sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42(2):461-467.

Otto, G.H. (1939) – A modified logarithmic probability graph for the interpretation of mechanical analyses of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 25:285-292.

Passega, R. (1957) - Texture as characteristic of clastic deposition. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, 41:1952-1984.

Passega, R. (1964) - Grainsize representation by C. M. Patterns as a geological tool. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34(4):830-847.

Pejrup, M. (1988) – The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: a new approach. *In*: de Bóer, P.L., van Gelder, A. & Nio, D.D. (Eds.), *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Fácies*. Reidel, Dordrecht, pp.289-300.

Plankeel, F.H. (1962) – An improved sedimentation balance. *Sedimentology*, 1:158-163.

Poole, D.M. (1957) – Size analysis of sands by a sedimentation technique. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27:460-468.

Powers, M.C. (1953) - A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology,* 23:117-119.

Reed, W.E., LeFever, R. & Moir, G.J. (1975) – Depositional environment interpretation from settling velocity (psi) distributions. Geological Society of America Bulletin, 86:1321-1328.

Reineck, H.-E. & Siefert, W. (1980) – Faktoren der Schlickbildung im Sahlenburger Watt und Neuwerker Watt. *Die Kuste*, 35:26-51.

Robinson, G.W. (1922) – A new method for the mechanical analysis of soils and other dispersions. *Journal of Agricultural Sciences*, 12:306.

Robinson, G.W. (1924) – Ther forms of mechanical composition curves of soils, clays, and other granular substances. *Journal of Agricultural Sciences*, 14:626-633.

Rodrigues, A., Cascalho, J.P., Rribeiro, A & Dias, J.A. (1995) - Evidências de actividade vulcânica nas cabeceiras do canhão submarino do Porto. *Memória Mus.Lab.Mineral.Geol.Univ.Porto* nº4:305-309, Porto.

Ross, D.A. (1982) - *Introduction to Oceanography.* 3rd. edition, Prentice-Hall, Inc., 544p

Rubey, W.W. (1933) – Settling velocities of gravel, sand and silt particles. *Americam Journal of Science*, 25:325-338.

Selley, R.C. (1976) - *An Introduction to Sedimentology*. Academic Press, 408p.

Shepard, F.P. (1932) - Sediments of the Continental Shelves. *Geological Society of America Bulletin*, 43:1017-1040.

Shepard, F.P. (1954) - Nomenclature based on samd - silt - clay ratios. *Journal of Sedimentary Petrology,* 24:151-158.

Shepard, F.P. (1973) - *Submarine Geology*. 3rd. edition, Harper & Row, Publ., 517p.

Skinner, J. (2000) – *Pipet and X-Ray Grain-Size Analyzers: Comparison of Methods and Basic Data*. Federal Interagengy Sedimentation Project, Report 00, 78p.. http//:fisp.wes.army.mil

Sneed, E.D. & Folk, R.L. (1958) – Pebbles in the lower Colorado River, Texas, a study in particle morphogenesis. *Journal of Geology*, 66:114-150.

Sorby, H.C. (1880) - On the structure and origin of non-calcareous stratified rocks. *Geological Society of London Proceedings*, 36:46-92.

Stokes, G.G. (1851) – On the effect of the internal friction of fluids on the motion of pendulums. *Trans. Cambridge Philos. Soc.*, 9:8-106.

Taira, A. & Scholle, P.A. (1977) – Design and calibration of a photo-extinction settling tube for grain size analysis. *Journal of Sedimentary Petrology,* 47:1347-1360.

Takahashi, T. (1975) – Carbonate chemistry of seawater and the calcite compensation depth in the oceans. In *Dissolution of Deep-Sea Carbonates*. Cushman Foundation Spec. Publ. 13.

Tanner, W.F. (1958) - The zig-zag nature of type I and IV curves. *Journal of Sedimentary Petrology*, 28:372-375.

Tessler, M.G. & Mahiques, M.M. (2000) – Processos Oceânicos e a Fisiografia dos Fundos Marinhos. *In* Teixeira, Toledo, Fairchild & Taioli, eds, *Decifrando a Terra*, Oficina de Textos, São Paulo, pp. 261-304.

Trask, P.D. (1930) – Mechanical analysis of sediments by centrifuge. *Econ. Geol.,* 25:581-599.

Trask, P.D. (1932) – *Origin and Environment of Source Sediments of Petroleum*. Houston, Texas, 323p.

Udden, J.A. (1898) - *Mechanical Composition of Wind Deposits*. Augustana Library Publ., nº 1.

Udden, J.A. (1914) - Mechanical composition of clastic sediments. *Geological Society of América Bulletin*, 25:655-744.

van Andel, T.H. (1964) – Recent marine sediments of Gulf of California. *In*: van Andel & Georges Shor Jr., eds., *Marine Geology of the Gulf of California*, pp.216-310.

van Andel, T.H. (1964) – Texture and dispersal of sediments in the Panama Basin. *Journal of Geology*, 81:434-457.

Van Orstrand, C.E. (1925) – *Note on the representation of the distribution of grains in sands.* Committee on Sedimentation: Research in Sedimentation in 1924, National Research Council, pp.63-67.

van Veen, (1936) – *Underzoekingen in der Hookden*. The Hague: Algemene Landsdrukkerij, 252p., The Hague.

Walger, E. (1962) – Die Korngrossenverleilung von Einzellagen sandiger sedimente und ihre geneetische Bedeutung. *Geologie Rundschau*, 51:494-507.

Visher, G.S. (1965) – Fluvial processes as interpreted from ancient and recent fluvial deposits. *In:* Midlleton, G.V., ed., *Primary Sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*, SEPM special Publ. Nº. 12, pp116-132.

Visher, G.S. (1969) – Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 30:1074-1106..

Wadell, H. A. (1934) – Some new sedimentation formulas. *Physics*, 5:281-291.

Wadell, H.A. (1932) - Volume, shape and roundness of rock particles. *Journal of Geology*, 40:443-451.

Waker, T.R. (1967) – Formation of red beds in modern and ancient deserts. *Geological Society of America Bulletin*, 78:353-368.

Wentworth, C.K. (1922) - A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *Journal of Geology*, 30(5):377-392.

Wentworth, C.K. (1936) – An analusis of the shapes of glacial cobbles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 6:85-96.

Zinng, T. (1935) – Beitrage zur Schotteranalyse. *Schweir. Miner. Petrogr. Mitt.*, 15:39-140.